

МИХАИЛ М. МОСКВИН

Верхнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья

РЕЗЮМЕ: В статье описываются верхнемеловые отложения, выходящие в обнажениях на северном склоне Кавказа, а также пройденные буровыми скважинами в равнинной части Предкавказья. Обосновывается детальное биостратиграфическое расчленение верхнего мела. На основании полноты разрезов, градиента изменения мощностей, наличия подводнооползневых и подводнообвалных явлений, фациальной изменчивости отложений и других признаков выделяется семь различных типов. Приводятся общие сведения об условиях осадконакопления в позднемеловую эпоху.

На территории Северного Кавказа и Предкавказья отложения верхнего мела пользуются весьма широким распространением. На северном склоне Кавказа они представлены преимущественно известняками, в меньшей мере мергелями и местами известковистыми песчаниками, суммарная мощность которых изменяется от нескольких десятков метров до 1000-1200 м. Выходы верхнемеловых пород непрерывно прослеживаются от долины р. Цмур-чай (№ 1) в Южном Дагестане до р. Ходзь, (№ 52), относящейся к бассейну р. Лабы. На этом протяжении они приурочены к узкой полосе, в основном следующей простиранию Кавказского хребта, но в двух пунктах — у г. Кисловодска и в вершине т. наз. Дагестанского клина у Хадумского купола (№ 18) — довольно резко отклоняющейся к юго-востоку (фиг. 1). Такие повороты, обусловленные современной тектонической структурой Северного Кавказа, вызывают пересечение полос выходов различных по характеру разреза зон. Это обстоятельство дает более полное представление о строении и изменчивости верхнего мела и, в определенной степени, компенсирует ограниченность и линейность естественных выходов. Площадь поверхностного распространения верхнего мела значительно расширяется в пределах Дагестана, где рассматриваемыми породами сложены не только предгорья, но и ряд синклинальных складок горной области.

К западу от долины р. Ходзь верхнемеловые отложения развиты очень неполно и сохранились только на отдельных изолированных участках. На пространстве между р. р. Пшехой и Пшиш (№ 59) обычные для Северного Кавказа плитчатые известняки с прослоями мергелей замещаются мощной ритмично-слоистой толщей карбонатного флиша.

Достаточно четко ограничивается область распространения верхнего мела „Северокавказского типа” и в Южном Дагестане. К югу от р. Цмур-чай

верхнемеловые породы срезаются трансгрессивно лежащими осадками плиоцена и появляются снова лишь в районе г. Шах-дача, у границ Азербайджана. Судя по имеющимся сведениям, разрез верхнего мела на этом трудно доступном участке значительно отличается от Северного Кавказа.

В области предгорий и Предкавказской равнины породы верхнего мела пройдены большим количеством буровых скважин. В южной части Предкавказья, тяготеющей к полосе естественных выходов, состав рассматриваемых отложений не претерпевает существенных изменений. На севере и, особенно, на северо-западе наблюдается значительное обогащение их терригенным материалом. Большие отличия установлены скважинами на Староупольской возвышенности, где мощная толща датских (?) и палеоценовых песчаноглинистых пород с размывом ложится на различные горизонты верхнего мела.

Верхнемеловым отложениям Северного Кавказа посвящено немало специальных работ, но попутно, в связи с описанием геологического строения отдельных районов, они затрагиваются в значительном количестве статей. Одними из наиболее ранних сведений, сохранивших сейчас лишь исторический интерес, мы обязаны Ф. Дюбуа-де-Монпере (1840). Значительно большую роль сыграли исследования Г. Абиха (1852, 1862), касающиеся района г. Пятигорска и Дагестана. В конце прошлого столетия появились работы Н. Н. Барбот-де-Марни (1895), Н. И. Каракаша (1897) и Д. Ю. Ангула (1899), содержащие сведения о верхнемеловых породах восточной половины Северного Кавказа.

В результате исследований указанных авторов, а также С. Симоновича, Л. Бацевича и А. Соркина (1876), Л. Дрю (1884) и др. к началу текущего столетия были выявлены основные черты строения верхнего мела и намечена примерная, еще мало детальная схема стратиграфического расчленения. Дальнейшая разработка и обоснование этой схемы выполнены В. П. Ренгартеном (1910-1931) для Дагестана, Грозной Ингушетии и района г. Нальчика и позднее для всего Северного Кавказа Д. В. Дробышевым (1951) и М. М. Москвинным (1959).

Для Западного Кавказа большое значение имеют работы К. И. Богдановича (1910), С. И. Чарноцкого (1909-1916), К. А. Пржекопова (1914, 1922), А. Л. Козлова (1934) и, особенно, Б. М. Келлера (1936, 1947), впервые широко использовавшего фораминифер для расчленения верхнего мела.

Верхнемеловые отложения Центрального Предкавказья освещены в ряде работ А. П. Герасимова (1922, 1935), А. Н. Огильви (1906) и М. М. Москвина (1951). В недавно вышедшей статье Л. В. Захаровой (1957) приводятся данные по стратиграфии верхнего мела между р. р. Аргун и Нальчик, основывающиеся, главным образом, на изучении фораминифер.

Значительно меньше сведений опубликовано о верхнемеловых породах, вскрытых буровыми скважинами в равнинной части Предкавказья. Они имеют-

Фиг. 1

Przeglądowa mapa Północnego Kaukazu i Podkawkazia
1 zbadane wychodnie utworów górnokredowych, 2 główne odsłonięcia i ich numery cytowane w tekście, 3 główne (oporowe) wiercenia, 4 wiercenia poszukiwawcze i strukturalne

General map of the North Caucasus and Subcaucasia
1 Upper Cretaceous outcrops, 2 chief outcrops and their numbers referred to in the text, 3 chief boreholes, 4 prospective and structural drillins

ся в книге К. Н. Паффенгольца (1959), в статьях А. Н. Шарданова и Б. М. Никифорова (1959) для Азово-Кубанской впадины, Е. К. Шущкой и Л. С. Темина (1956) для Ставропольской возвышенности, И. В. Грипиной (1958) для Георгиевской опорной скважины. Краткая характеристика верхнего мела Калмыцко-Сальских степей дается в работе Ю. А. Сударикова (1960), Терско-Кумской впадины — в статьях А. Г. Алексина и А. И. Цатурова (1957 г.), Н. А. Крылова и др. (1958) и Астраханского района в книге М. П. Казакова и др. (1958) и статье Я. С. Эвентова и В. С. Шевелевой (1952).

В результате всех этих исследований, охвативших более чем столетний отрезок времени, мы располагаем сейчас сравнительно полными сведениями о верхнемеловых отложениях Северного Кавказа. В условиях обычной непрерывности разреза и литологического однообразия просод особое значение для стратиграфии верхнего мела приобретает ископаемая фауна. Обильные, хотя и неравномерно распределенные остатки морских ежей и иноцерамов, повсеместно присутствующих мелких фораминифер, а также более редких аммонитов и белемнитов позволяют провести детальное стратиграфическое расчленение и сопоставление разрезов. Общность ассоциации ископаемой фауны с Западной Европой и, в особенности, с ее северной провинцией дает возможность достаточно обоснованно сопоставить эти подразделения со стратотипами и распространить на Северный Кавказ западноевропейскую стратиграфическую схему.

В толще верхнемеловых пород удастся установить эквиваленты всех ярусов и каждый из них, за исключением датского, разделить на два подъяруса (таб. 1). Более детальное зональное расчленение может быть проведено пока только для части ярусов. Для сохранения стройности и правильного соподчинения единиц стратиграфической шкалы зоны рассматриваются только как части подъярусов, или, при отсутствии деления на подъярусы, как части яруса. По этим соображениям в предлагаемую таблицу не включены нередко упоминающиеся в литературе зоны, охватывающие целые подъярусы, или более крупные подразделения.

Основанием для верхнемеловых отложений на большей части территории Северного Кавказа служат темные глины верхнего альба, содержащие обильные остатки *Pervinquaria inflata* (Sow.), *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Pleurostomella obtusa*, *P. reussi* и др. Стратиграфическое несогласие на границе верхнего и нижнего мела наблюдается в долине р. Уллучай (Южный Дагестан № 5), на Эльдамском куполе (№ 10) и на отдельных поднятиях т. наз. Восточной синклинали Дагестана, в долинах рек Ардон (№ 34), Урух (№ 35) и в некоторых выходах на левобережье р. Лабы. В пределах Предкавказья признаки перерыва отмечаются на Каневско-Челбасском поднятии, Ставропольской возвышенности и в Затеречной равнине.

Отложения сеноманского яруса пользуются широким распространением на северном склоне Кавказа. Они представлены здесь глинистыми известняками, мергелями и известковистыми, глауконитовыми песчаниками, мощность которых изменяется от долей метра до 100-120 м. Распределение органических остатков позволяет выделить в полных разрезах сеномана два подъяруса: нижний с *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Schloenbachia varians* (Sow.), *Inoceramus scalprum* Boehm, *I. crippsi* Mant., *Rotalipora apenninica* Renz, *Anomalina cenomanica* Brotzen и верхний, в котором наряду с теми же иноцерамами присутствуют: *Inoceramus tenuis* Mant., *I. pictus* Sow., *Holaster subglobosus* Leske, *Scaphites aequalis* Sow., *Turrillites costatus* Lam., *Rotalipora reicheli* Mornod, *R. turonica* и др.

Такое двучленное деление сеномана, отвечающее вертикальному распространению *Holaster subglobosus* страдает все же некоторой условностью. Ряд форм и, в их числе *Mantelliceras mantelli* и *Schloenbachia varians*, переходят из нижнего в верхний подъярус, в самой верхней части которого хорошо обособляются слои с *Scaphites aequalis* (примерно соответствующие зоне *Acanthoceras rhotomagensis* Defr. верхнего сеномана). Это дает возможность выделить в сеноманском ярусе не две, а три части, как и принято делать в ряде районов Западной Европы.

Трехчленное деление было бы, по-видимому, более естественным, однако, распространению его на Северный Кавказ препятствует сравнительная редкость остатков аммонитов. Мы вынуждены поэтому оказывать предпочтение более широко распространенному *Holaster subglobosus*.

На северном склоне Кавказа верхний подъярус сеномана местами уничтожен предтуронским разрывом. В некоторых разрезах (по р. р. Ардон, Урух, Фарс № 55, Белая и др.) этот ярус полностью отсутствует. Он отсутствует также во всей полосе естественных выходов верхнего мела к западу от р. Хокодзь (№ 57).

Отложения сеномана широко распространены в западной и северной частях Предкавказской равнины. На западе последней они представлены преимущественно известняками с прослоями известковистых глин и тонкозернистых песчаников, суммарная мощность которых изменяется обычно в пределах от 40 до 60 м. Резкое сокращение мощности сеноманских пород отмечается только в сводах Каневского и Челбасского поднятий (табл. I). Восточнее, судя по данным Песчанокопской, Распеватской, Ипатовской, Белоглинской и др. буровых скважин, в сложении сеномана преобладают алевролитистые мергели, известковистые алевролиты и глины. Максимальной мощности до 100-110 м эти породы достигают в районе Песчанокопской скважины.

На Ставропольской возвышенности сеноманские отложения, по-видимому, почти полностью размыты. Малоомощная пачка известковистых алевролитов с характерными для сеномана фораминиферами установлена только на Североставропольской площади. К югу и юго-востоку от Ставрополя (скв. Невинномысская, Нагутская и Северо-Нагутская) в основании толщи верхнемеловых известняков выделяются известковистые, глауконитовые песчаники мощностью от 5 до 20-25 м. Принадлежность этих пород к сеноманскому ярусу палеонтологически доказывается только в Нагутской опорной скважине.

В пределах Затеречной равнины отложения сеномана распространены, по-видимому, лишь спорадически. Они вскрыты скважинами на Чкаловской и Прасковейской площадях, где представлены глинистыми, известковистыми алевролитами мощностью от 2-3 до 15-17 м. Сходный состав, но несколько большую мощность имеют эти породы севернее на Бага-Бурульском и Песчаном участках. Опорной скважиной Артезиан пройдена 6-8 метровая пачка известковистых, глауконитовых песчаников, глин и мергелей, содержащих характерных для сеноманского яруса фораминифер.

Туронский ярус на большей части территории Северного Кавказа представлен только верхним подъярусом. К нижнему турону может быть отнесена 6-12 метровая пачка глауконитовых песчаников и песчанистых мергелей с *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. hercynicus* Petr., *Rotalipora reicheli* Marnod., *Rotundina stephani* (Gandolfi), *R. imbricata* (Mornod), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, прослеживающаяся в естественных обнажениях от района г. Наль-

чика до р. Б. Лабы. Присутствие нижнего тулона вероятно также в северо-западном Дагестане и в соседних районах Чечено-Ингушской АССР (р. р. Ансалта № 25, Аргун № 27 и др.), где переход к породам сеноманского яруса происходит совершенно постепенно. Не исключена возможность принадлежности к этому подъярусу части песчаников, пройденных Нагутской и Северо-Нагутской скважинами в основании толщи верхнемеловых известняков.

Лежащие выше белые, розовые и кирпично-красные известняки с тонкими прослоями мергелей, максимальной мощностью до 100-120 м, содержат характерных для верхнего тулона ископаемых. В нижней части этих известняков встречаются: *Inoceramus apicalis* Woods, *I. woodsi* Boehm, *Conulus subrotundus* Mant., *Echinocorys sphaericus* Schlut., *Cardiaster peroni* Lamb., *Lewesiceras peramplum* (Mant.). В верхней части присутствуют: *Inoceramus lamarki* Park., *I. seitzii* And., *Conulus subconicus* d'Orb., редкие *Holaster planus* Mant., *Micraster cortestudinarium* Goldf., "*Micraster*" *corbovis* Forbes.

Известняки вернего тулона залегают часто непосредственно на породах сеномана, а местами (р. Урух № 35 и др.) переходят на отложения нижнего мела. В западной части Северного склона Кавказа (к западу от долины р. Хокодзь) они полностью отсутствуют.

Отложения коньякского яруса, обычно тесно связанные с верхнетуронскими, представлены сходными белыми, розовыми и красными известняками с подчиненными прослоями мергелей, суммарной мощностью до 70-80 м. В нижней части этих пород появляется характерный и выдержанный комплекс ископаемых, включающий: *Inoceramus wandereri* And., *I. deformis* Meek, *I. koeneni* Müll., *I. schloenbachi* Boehm, *Echinocorys gravesi* Desor, *Infulaster hagenovi* d'Orb., наряду с которыми встречаются редкие *Micraster cortestudinarium* Goldf. и *Barroisiceras* sp. indet. Для верхнего коньяка наиболее характерен *Inoceramus involutus* Sow. и вместе с этой широко распространенной формой местами встречаются *I. percostatus* Müll. и *Micraster coranguinum* Klein.

При таком, несколько отличном от принятого в Северной Германии и Чехо-Словакии, понимании границ тулона и коньяка последний может быть достаточно обоснованно разделен на два подъяруса. Верхний подъярус, по-видимому, отсутствует на участках между р. р. Кадахчжин (бассейн р. Терека) и Урух, а также между р. р. Ходзь (№ 52) и Хокодзь (№ 57). К западу от р. Хокодзь отложения коньякского яруса полностью выпадают из разреза.

В буровых скважинах, вскрывших верхний мел на территории Предкавказья, коньякские породы трудно отделить от туронских и это заставляет рассматривать их совместно. Они распространены здесь, по-видимому, почти повсеместно, хотя далеко не во всех разрезах присутствие их подтверждено палеонтологическими данными.

На большей части Предкавказской равнины отложения туронского и коньякского ярусов представлены сравнительно частыми известняками с прослоями мергелей и местами известковистых глин. По составу пород отличаются только разрезы Белоглинской площади, где рассматриваемая толща сложена алевролитистыми мергелями с прослоями алевролитов и известняков общей мощностью до 170 м. Некоторое обогащение карбонатных пород тонкими терригенным материалом наблюдается также в скважинах Распеватской, Радыковской, Сальских, Ипатовской и др.

В западной половине Предкавказья мощность тулона и коньяка составляет около 40-50 м, увеличиваясь во впадинах, разделяющих частные поднятия до 60-70 м. Эти цифры несколько сокращаются на Ставропольской возвышенности, в пределах которой местами, по-видимому, нацело размыты

вышележащие отложения верхнего мела. Менее ясны границы туронского и коньякского ярусов в Затеречной равнине, где мощность соответствующих им пород скорее всего не превышает 20-30 м.

Отложения *сантонского яруса*, по литологическим признакам обычно сходные с подстилающими коньякскими породами, могут быть отделены от них по появлению *Inoceramus undulato-plicatus* Roem. и более редких *I. cardisoides* Goldf., *Comulus albogalerus* Klein, *Paramicraster heberti* (Lacv.), *Echinocorys turritus* Lamb., *Micraster coranguinum* Klein.

Для верхней части нижнего сантона характерны: *Inoceramus cordiformis* Sow., *I. lesiginensis* Pavl., *I. boehmi* Müll., *Echinocorys turritus* Lamb. и первые *Micraster rostratus* Mant. В вышележащих слоях, относящихся к верхнему сантону, присутствуют: *Micraster rostratus* Mant., *Echinocorys turritus* Lamb., *Parohaster cupuliformis* Airaghi, *Inoceramus haenleini* Müll. и редкие на Северном Кавказе *Marsupites testudinarius* Schloth. и *Urtacrinus socialis* Grinnel.

В комплексе сантонских фораминифер можно указать: *Globotruncana ventricosa* White, *Bolivinoidea opifex* ass., *Ataxophragmium compactum* Brotzen, *Flabellina suturalis* Cushman.

На большей части северного склона Кавказа сантонский ярус представлен белыми и розовыми известняками с прослоями мергелей мощностью до 100-120 м. На южном крыле Ансалтинской синклинальной складки (№ 25) и в Северной Осетии (р. р. Кадахтжин, Фиаг-дон и Урух) породы этого возраста затронуты подводнооползновыми нарушениями. Между р. р. Урупом (№ 49) и Ходзь (№ 52) верхние горизонты сантона, отличающиеся здесь более мергелистым составом, с размывом ложатся на подстилающие слои. К западу от долины р. Ходзь сантонские отложения, повидимому, полностью отсутствуют. В разрезах буровых скважин на территории Предкавказья они обычно трудно отделяемы от кампанских пород и рассматривать эти ярусы удобнее совместно.

В естественных выходах переход к отложениям *кампанского яруса* чаще всего бывает приурочен к толще сплошных белых известняков, или известняков, чередующихся с слоями глинистых мергелей. Для расчленения кампана большое значение имеют представители рода *Micraster* и другие морские ежи.

Самые нижние горизонты этого подъяруса охарактеризованы: *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudoffaster schmidtii* Moskv., *Offaster pomeli* Mun.-Chalm., *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev., *I. dariensis* Moskv., *Eupachydiscus launayi* (Gross.). Выше могут быть выделены слои с *Micraster coravium* Posl., *Seunaster gillieronii* (Lor.), *Offaster pilula* Lam., *Galeola senonensis* d'Orb., *Comulus matesovi* Moskv., *Hauericeras pseudogardeni* Schlut., первыми *Pseudoffaster caucasicus* Dru.

В верхнем кампане появляется *Micraster brongniarti* Hebert, в ассоциации с *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Inoceramus balticus* Boehm, *I. wegneri* Boehm, редкими *Echinocorys marginatus* Goldf., *Galeola papillosa* Klein, *Bostrychoceras polyplacum* Roem., *Pachydiscus koeneni* Gross. и в вышележащем горизонте — *Micraster grimmensis* Nietsch. Последний вид встречается на Северном Кавказе совместно с *Ornithaster alapiensis* (Lamb.), *Coraster cubanicus* Posl., редкими *Bostrychoceras schloenbachi* Favre, *Belemnella mucronata senior* Nov., *B. langei* Schatsk. Среди характерных для этого яруса фораминифер отметим: *Bolivina kalinini* Vas., *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Anomalina monterelensis* Marie, *Orbignyana sacheri* (Reuss.), *O. inflata* (Reuss).

Вопрос о верхней границе кампанского яруса остается до сих пор спорным и различно трактуется в литературе. В современных стратиграфических схемах это касается, главным образом, положения зоны *Bostrychoceras poly-*

plocum и обычно сопоставляемых с нею слоев с *Belemnitella langei*. Существующие расхождения объясняются, прежде всего, разобщенностью стратотипических разрезов кампана (Аквитания) и маастрихта (Южный Лимбург) и неполнотой последнего.

"Système Maestricht" Дюмона (Dumont 1849) соответствовала, по-видимому, только верхней части маастрихта в современном понимании. Объем этого яруса расширили Г. Арно (Arnaud 1877) и позднее Е. Ор (Haug 1912) и М. Жинью (Gignoux 1925), включившие в него и зону *Bostrychoceras polyplacum*. В настоящее время большинство специалистов по стратиграфии верхнего мела различных стран Западной Европы отказываются и от излишне узкого (Дюмон) и от слишком широкого (Ор, Жинью) понимания объема маастрихта. Наиболее распространенным является ограничение его отложениями с *Discoscaphites constrictus*. При этом граница с кампаном должна пройти между слоями с *Belemnitella langei*, *Bostrychoceras polyplacum* и *Belemnella lanceolata*, как и было первоначально намечено, по-видимому, в разрезах Аквитании. Именно так она проводилась ранее и на Русской платформе.

В пределах одной палеозоогеографической провинции, к которой в позднемеловое время относились и Западная Европа и Европейская часть СССР, может быть создана общая достаточно детальная стратиграфическая схема. Исторически сложилось так, что эталонные, стратотипические разрезы расположены на Западе Европы. Во имя сохранения единства приходится согласовывать наши схемы с западноевропейскими, хотя это и бывает иногда затруднительным. В первую очередь эти соображения заставляют проводить верхнюю границу кампанского яруса по кровле слоев с *Belemnitella langei*. Следует отметить также, что обычно принимаемое соответствие зоны *Bostrychoceras polyplacum* слоям с *B. langei* не является достаточно обоснованным. На Северном Кавказе первая названная форма встречается стратиграфически ниже, а с *B. langei* ассоциируется *Bostrychoceras schloenbachi*. На более низкое положение *B. polyplacum* в разрезе Люнебурга указывают Шмидт, Гильтерманн и Кох (Schmidt, Hiltermann und Koch, 1955 г.). В то же время Пожарынский (1948 г.) отмечает нахождение этого аммонита в Польше совместно с *Belemnella lanceolata* и *Discoscaphites constrictus*, то-есть в нижнем маастрихте. Правильнее поэтому представляется верхнюю зону кампанского яруса выделять под именем *Belemnitella langei*.

Кампанские отложения отличаются несколько большей изменчивостью литологического состава. Обычно они представлены белыми, светлосерыми и красноватыми известняками с прослоями мергелей, общая мощность которых достигает 350-400 м. В Акушинской синклинали складке, (№ 12, 13) к югу от р. Рубас-чай (№ 3) и на левобережье р. Подкумка (р. Бугунта № 43) верхние горизонты кампана сложены сильно песчанистыми известняками, переходящими в известковистые, глауконитовые, местами косослоистые песчаники. В долине р. Цмур-чай (Ю. Дагестан № 1) эти песчаники залегают на размытой поверхности сантонских и коньякских пород. В разрезах по р. р. Ансалта, Кадахджин и Фиаг-Дон породы нижнего кампана сильно нарушены подводными оползнями. На пространстве между р. Кадахджин и р. Черек (№ 37) нижняя часть верхнего кампана (зона *Micraster brongniarti*), по-видимому, отсутствует и вышележащие слои, соответствующие зоне *Micraster grimmensis* (*Belemnitella langei*) ложатся с размывом. В долине р. Ардон (№ 34) этот верхний горизонт залегает непосредственно на черных глинах альба. В берегах Подкумка он срезается трансгрессивно лежащими мергелями Эльбурганской свиты.

К западу от р. Ходзь породы кампанского яруса развиты очень неполно и сохранились лишь на отдельных участках. На водоразделе р. р. Курджипса и Пшехи (г. Самурская № 58) они представлены известняками с крупными глыбами песчаников и песчанистых глин, лежащими на породах нижнего мела. В долине р. Пшиш (№ 59) и к западу от нее кампану соответствует мощная толща ритмично чередующихся известковистых песчаников, мергелей и известняков. На территории Предкавказской равнины отложения сантонского и кампанского ярусов распространены практически повсеместно, но в большинстве разрезов границы могут быть установлены лишь весьма условно. В северной части Азово-Кубанской впадины сантон сложен известняками с тонкими прослоями мергелей общей мощностью от 30-35 м на Ленинградской площади до 75 м в Выселковской буровой скважине. В районе г. Ростова эти породы залегают непосредственно на докембрийских гипсах. Кампанский ярус отличается более глинистым составом и на большинстве поднятий (Каневское, Челбасское, Березанское и др.) сохранился, по-видимому, не полностью от предпалеоценового и предэоценового размыва. С этим могут быть связаны резкие изменения мощностей пород кампана от 350 м на Ленинградской площади до 25-30 м в Выселковской скважине.

К востоку наблюдается значительное обогащение сантонских и кампанских отложений тонким терригенным материалом и в разрезах Расшеватской, Песчанокопской, Сальских, Радыковской, Кугультинской и Безопасненской скважин эти два яруса сложены преимущественно карбонатными глинами, алевролитами и сильно глинистыми, алевролитистыми мергелями с подчиненными прослоями известняков. Мощность рассматриваемых пород колеблется здесь от 75 м (Безопасненская скв.) до 300 м в Песчанокопской скважине. Еще далее к востоку, в районах Ипатово и Белой Глины сантон и кампан представлены толщей алевролитистых темных мергелей с прослоями известняков общей мощностью от 83 (Ипатовская скв.) до 350 м.

На Ставропольской возвышенности возраст известняков, залегающих под мощной песчано-глинистой датской (?) и палеоценовой толщей, точно не установлен. Присутствие отложений сантонского яруса подтверждено палеонтологическими данными в скважине Северо-Ставропольской. Вероятно, наличие сантона и кампана на Александровской и Надзорненской площадях.

В Затеречной равнине (Озек-Суат, Ачикулак, Камыш-Бурун, Величаевка, Зимняя Ставка, Правокумская, Бажиган и др. участки) рассматриваемым ярусам соответствует, по-видимому, толща известняков с прослоями мергелей, суммарная мощность которых изменяется от 60-70 до 130 м. Севернее и северо-восточнее (скважины: Артезианская, Джанай, Ики-Бурул, Бага-Бурул, Астраханская и др.) отложения этого возраста приобретают более глинистый состав, но сохраняют примерно такую же мощность. Последняя заметно сокращается до 20-40 м в районах Ики-Бурул, Бага-Бурул и Песчаная.

Отложения *маастрихтского* яруса залегают, как правило, вполне согласно на породах кампана и обладают сходным литологическим составом. По распространению органических остатков они могут быть разделены на две части. В нижней из них встречаются: *Discoscaphites constrictus* Sow., *Diplomoceras cylindraceum* Defr., *Paramicraster ciplensis* (Lamb.), *Stegaster schalmasi* Seunes, *Seunaster altus* Seunas, *Echinocorys pyramidatus* Portl. и очень редкие *Belemnella lanceolata* Schloth. В верхней части, совместно с *Discoscaphites constrictus*, присутствуют: *Pachydiscus neubergicus* Hauer, *Pseudophyllites indra* Forb., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Echinocorys perconicus* Hag., *Seunaster lamberti* Char-

les, *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt, *Cyclaster integer* Seunes, редкие *Belemnella arkhangelskii* Najd.

В песчаных фациях маастрихта местами находятся остатки крупных морских ежей *Spatagoides striato-radiatus* Leske. Для всего яруса характерны также *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Bolivinoidea draco* Marsson, *Ventilabrella eggeri* Cushman, *Flabellina reticulata* Reuss и др.

На северном склоне Кавказа в сложении маастрихтского яруса преобладают белые известняки с прослоями мергелей, суммарная мощность которых достигает 450-500 м. В Южном Дагестане, Акушинской и Бупринской (№ 16) синклинальных складках (Горный Дагестан) нижние горизонты этих пород обогащаются песчаными частицами и местами замещаются известковистыми, глауконитовыми песчаниками. Такое же замещение происходит в бассейне р. Подкумка (р. Бугунта, р. Этока) и на левом берегу р. Малой Лабы (р. Шедок № 51). В последнем пункте песчанистые известняки и песчаники маастрихта с размывом ложатся на породы нижнего кампана и в северном направлении срезаются мергелями эльбурганской свиты. В долине р. Подкумка (№ 42) отложения этого яруса отсутствуют. На пространстве между р. Ходзь и р. Пшеха они сохранились только на небольших изолированных участках, где представлены пачкой известняков мощностью не более 20 м. К западу от р. Пшехи маастрихту соответствует верхняя часть толщи ритмично чередующихся известковистых песчаников, мергелей и известняков общей мощностью до 250 м.

В ряде районов Горного Дагестана (Урминская № 14, Ходжалмахинская № 11 и Ансалтинская синклинальные складки) и Северной Осетии (р. Фиаг-дон № 33) в породах маастрихтского яруса наблюдаются подводно-оползневые нарушения. Особенно интенсивно они проявились в южном крыле Ансалтинской синклинали (№ 25), где описываемые отложения состоят из скопления огромных глыб коньякских, сантонских и кампанских известняков.

Породы маастрихта широко распространены в равнинной части Предкавказья, за исключением сводов Березанской, Челбасской и Каневской складок, Ставропольской возвышенности, Бузгинского поднятия и Промысловской площади. Они отсутствуют также в Ростовской, и Каляинской буровых скважинах. На севере Азово-Кубанской впадины отложения этого возраста представлены алевроитистыми мергелями и известковистыми глинами с прослоями алевролитов общей мощностью от 200 м в Ново-Минской скважине до 400 м в Ясенской и Щербининской. Более известняковым составом отличается разрез Ейска и Маргаритовки, но и здесь в верхней части преобладают песчано-глинистые породы.

Преобладанием алевроитистых мергелей с прослоями известняков и известковистых алевролитов характеризуются и районы Песчанокопской, Расшеватской, Сальска, Кугульты, Ипатова и Белой Глины. Мощность маастрихта на этих участках изменяется от 120 до 200 м.

В периферической южной и юго-восточной частях Ставропольской возвышенности маастрихтские отложения приобретают обычный для Северного Кавказа преимущественно известняковый состав. На Александровской и Надзорипской площадях им соответствуют верхние горизонты известняков мощностью, по-видимому, не более 20-30 м, в которых встречен характерный комплекс фораминифер. Мощность этих пород возрастает до 100-140 м в разрезах Нагутской и Северо-Нагутской буровых скважин. Значительное опесчанивание известняков, наблюдающееся в естественных выходах по обе

стороны от долины Подкумка, прослеживается скважинами Минераловодного района и на небольшом протяжении к северу от г. Ессентуки.

В Затеречной равнине, на площадях Ачикулак, Озек-Суат, Бажиган и соседних с ними распространены известняки с прослоями мергелей, а также мягкие мелоподобные известняки мощностью от 70 до 90 м. Севернее и северо-восточнее в сложении маастрихта также преобладают известняки, мощность которых изменяется от 10-20 на участках Ики-Бурул и Бага-Бурул до 75 м в Артезианской и Астраханской буровых скважинах.

Породы датского яруса более полно представлены в восточной половине Северного Кавказа. Нижняя граница их обычно легко устанавливается по исчезновению остатков аммонитов, белемнитов и иноцерамов и изменению состава фораминифер и морских ежей. Вертикальное распределение последних дает возможность разделить датские отложения на три части. Для нижней из них характерны: *Cyclaster danicus* Schlut., *Echinocorys edhemi* Boehm, *Protobrissus canaliculatus* (Cotteau), *Homoeaster abichi* (Anth.), *Coraster sphaericus* Seunes, *Hercoglossa danica* Schloth., *Teichertia tamulicus* (Kossm.), *Isis melitensis* Scilla. В лежащих выше слоях присутствуют: *Cyclaster gindreii* (Seunes), *Echinocorys sulcatus* Goldf., *E. obliquus* Ravn, *E. pyrenaicus* Seunes, *Protobrissus depressus* (Kongiel), *Galeaster carinatus* Ravn, на ряду с теми же *Homoeaster abichi*, *Coraster sphaericus* и редкими *Hercoglossa danica*.

В самых верхних горизонтах, сохранившихся только на некоторых участках, встречаются немногочисленные остатки: *Protobrissus tercensis* (Cotteau), *Coraster ansaltensis* Posl., *Homoeaster abichi*, *Echinocorys pyrenaicus*. В них обычно обильно представлены *Globorotalia inconstans* (Subb.). Указанные подразделения наиболее четко выражены в Дагестане, где в покрывающих породах с *Globorotalia angulata* White также встречаются немногочисленные остатки морских ежей: *Ornithaster marsooi* (Seunes), *Homoeaster* cf. *abichi* (Anth.), *Galeaster dagestanensis* Posl., *Echinocorys* sp. n., *Garumnaster* sp. indet. В принятых для Кавказа стратиграфических схемах эти последние отложения относятся к палеоцену и, таким образом, граница датского яруса проводится непосредственно ниже слоев с *Globorotalia angulata*.

Следует признать, что такое положение границы недостаточно обосновано. Сходство датского фаунистического комплекса Кавказа и Западной Европы позволяет провести сопоставление с разрезами Дании и Южной Франции. Представляется наиболее вероятным соответствие отложений с *Cyclaster danicus*, *C. gindreii*, *Hercoglossa danica* (две нижние зоны Кавказа) всему датскому ярусу Дании, большей части т. наз. гарумнского яруса на юге Франции, нижней части свиты сивак на р. Висле в Польше. В этом случае слои с *Protobrissus tercensis* могут быть сопоставлены с верхними горизонтами свиты сивак и самой верхней частью гарумна в Малых Пиренеях, большинством исследователей относящейся сейчас к монтскому ярусу палеоцена. В Дании эквиваленты этих слоев, очевидно, отсутствуют.

Если руководствоваться объемом датского яруса в стратотипическом разрезе Дании, было бы более правильным поэтому понизить границу палеоцена до подошвы отложений с *Protobrissus tercensis*, *Coraster ansaltensis*. При таком понимании границ датский ярус будет примерно соответствовать вертикальному распространению *Hercoglossa danica*.

Этот частный вопрос не может быть разрешен в отрыве от общей, уводящей далеко за пределы описываемой территории, проблемы границы меловой и палеогеновой систем. Имеется много доводов в пользу проведения последней по кровле маастрихтского яруса.

ТАБЕЛЬ (CHART) I
СХЕМА БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА
SCHEMATIC BIOSTRATIGRAPHIC DIVISION OF UPPER
CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE NORTHERN CAUCASUS

Эрсы	Зоны	Главнейшая фауна
Нижний палеоцен		Pc ₁ <i>Ornithaster marsooi</i> Seunes, <i>Homoeaster</i> cf. <i>abichi</i> Anth., <i>Echinocorys</i> n.sp., <i>Garumnaster</i> sp., <i>Galeaster</i> sp., <i>Acartina angulata</i> White
Дан-палеоцен	<i>Protobrissus tercensis</i>	dPc ₁ <i>Protobrissus tercensis</i> Cotteau, <i>Coraster ansaltensis</i> Posl., <i>Echinocorys pyrenaicus</i> Seunes, <i>Homoeaster abichi</i> Anth.
Датский	<i>Cyclaster gindrei</i>	d <i>Cyclaster gindrei</i> Seun., <i>Protobrissus depressus</i> Kongiel, <i>Echinocorys sulcatus</i> Goldf., <i>E. obliquus</i> Ravn, <i>E. pyrenaicus</i> Seun., <i>Galeaster carinatus</i> Ravn, <i>Coraster sphaericus</i> Seun., <i>Hercoglossa danica</i> Schloth.
	<i>Cyclaster danicus</i>	<i>Cyclaster danicus</i> Schlut., <i>Protobrissus canaliculatus</i> Cotteau, <i>Galeaster minor</i> Posl., <i>Coraster sphaericus</i> Seun., <i>Echinocorys edhemi</i> Boehm, <i>E. renngarteni</i> Moskv., <i>Homoeaster abichi</i> Anth., <i>Hercoglossa danica</i> Schloth.
Маастрихтский нижний верхний		m ₂ <i>Pachydiscus neubergicus</i> Hauer, <i>Pseudophyllites indra</i> Forbes, <i>Discoscaphites constrictus</i> Sow., <i>Belemnella arkhangelskii</i> Najd., <i>Inoceramus tegulatus</i> Hag., <i>Cyclaster integer</i> Seun., <i>Pseudoffaster renngarteni</i> Schm.
		m ₁ <i>Hauericeras sulcatum</i> Kner, <i>Discoscaphites constrictus</i> Sow., <i>Belemnella lanceolata</i> Schloth., <i>Paramicraster cypriensis</i> Lamb., <i>Seunaster altus</i> Seun., <i>Stegaster chalmasi</i> Seun., <i>Echinocorys pyramidatus</i> Portl.
Кампанский верхний	<i>Micraster grimmensis</i>	cp ₂ <i>Micraster grimmensis</i> Nietsch, <i>Bostrychoceras schloenbachi</i> Favre, <i>Belemnella mucronata</i> senior Now., <i>B. langei</i> Schatsk., <i>Inoceramus buguntuensis</i> Dobrov, <i>Ornithaster ataplensis</i> Lamb., <i>Coraster cubanicus</i> Posl.
	<i>Micraster drongniarti</i>	<i>Micraster drongniarti</i> Hebert, <i>Bostrychoceras polyplocum</i> Roem., <i>Pachydiscus koeneni</i> Gross., <i>Inoceramus balticus</i> Boehm, <i>I. wegneri</i> Boehm, <i>Pseudoffaster caucasicus</i> Dru., <i>Galeola papillosa</i> Klein
	<i>Micraster corvatum</i>	cp ₁ <i>Micraster corvatum</i> Posl., <i>Hauericeras pseudogardeni</i> Schlut., <i>Inoceramus balticus</i> Boehm, <i>Pseudoffaster caucasicus</i> Dru., <i>Stegaster gillmeri</i> Loc., <i>Offaster pilula</i> Lam., <i>Galeola senonensis</i> d'Orb.
	<i>Micraster schroederi</i>	<i>Micraster schroederi</i> Stoll., <i>Eupachydiscus launayi</i> Gross., <i>Inoceramus azerbaydjanensis</i> Aliev, <i>I. dariensis</i> Moskv., <i>Offaster pomell</i> Mun.-Ch., <i>Pseudoffaster schmidtii</i> Moskv.

Зоны	Фауна	Главнейшая фауна
САНТОНСКИЙ	верхний	<i>Maraspites testudinarius</i> Schloth., <i>Urtacrinus socialis</i> Grinnel, <i>Micraster rostratus</i> Mant., <i>Echinocorys turritus</i> Lamb., <i>Inoceramus haenleini</i> Muller
	нижний	<i>Inoceramus cordiformis</i> ----- <i>Inoceramus undulato-plicatus</i>
КОНЬЯКСКИЙ	верхний	<i>Inoceramus cordiformis</i> Sow., <i>I. leaginnensis</i> Pavi., <i>Micraster rostratus</i> Mant., <i>Echinocorys turritus</i> Lamb.
	нижний	<i>Inoceramus undulato-plicatus</i> Roem., <i>I. cardissoides</i> Goldf., <i>Micraster coranguinum</i> Klein, <i>Paramicraster heberti</i> Lacv., <i>Conulus albogalerus</i> Klein
ТУРОНСКИЙ	верхний	<i>Inoceramus involutus</i> Sov., <i>I. percostatus</i> Mull., <i>Micraster coranguinum</i> Klein
	нижний	<i>Inoceramus wandereri</i> And., <i>I. deformis</i> Meek, <i>I. koeneni</i> Mull., <i>Micraster cortestudinarium</i> Goldf., <i>Echinocorys graveni</i> Desor., <i>Conulus subconicus</i> d'Orb.
СЕНОМАНСКИЙ	верхний	<i>Inoceramus lamarchi</i> ----- <i>Inoceramus apicalis</i>
	нижний	<i>Inoceramus lamarchi</i> Park., <i>I. seitzii</i> And., <i>Lewesticerus peramplum</i> Mant., <i>Holaster planus</i> Mant., <i>Micraster cortestudinarium</i> Goldf., <i>"Micraster" corboris</i> Forbes., <i>"M. leskei</i> Desm., <i>Conulus subconicus</i> d'Orb.
АЛБСКИЙ	верхний	<i>Inoceramus apicalis</i> Woods, <i>I. woodsi</i> Boehm., <i>Lewesticerus peramplum</i> Mant., <i>Cardiaster peroni</i> Lamb., <i>Conulus subrotundus</i> Mant.
	нижний	<i>Inoceramus hercynicus</i> Petr., <i>I. labiatus</i> Schloth., <i>I. pictus</i> Sow.
АЛБСКИЙ	верхний	<i>Holaster subglobosus</i> Leske, <i>Discoidea cylindrica</i> Lam., <i>Inoceramus scalprum</i> Boehm., <i>I. pictus</i> Sow., <i>Scaphites aequalis</i> Sow., <i>Turritites costatus</i> Lam.
	нижний	<i>Neohibolites ultimus</i> d'Orb., <i>Mantelliceras mantelli</i> Sow., <i>Schloenbachia varians</i> Sov., <i>Inoceramus scalprum</i> Boehm., <i>I. crippii</i> Mant.
АЛБСКИЙ	верхний	<i>Pervinquertia inflata</i> <i>Pervinquertia inflata</i> Sow., <i>Neohibolites stylioides</i> Renng., <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow.

В пределах Дагестана и в Черных горах отложения датского яруса представлены известняками с прослоями мергелей, мощность которых обычно составляет не более 30-50 м, но в некоторых выходах (р. Басс № 26) превышает 200 м. Заметное обогащение песчаными частицами наблюдается в Ходжалмахинской синклинали (№ 11), где датские известковистые, глауконитовые песчаники залегают на размытой поверхности известняков маастрихта. Верхние слои с *Protobrissus tercensis* и *Coraster ansaltensis* могут быть выделены только у южных границ распространения датских пород в Южном Дагестане, в Урминской (№ 14) и Ансалтинской (№ 25) синклинальных складках. На южном крыле последней средняя часть датской толщи состоит из скопления огромных глыб коньякских, сантонских, кампанских и маастрихтских известняков.

В Северной Осетии и Кабардино-Балкарской АССР отложения этого возраста представлены полно, но значительно хуже охарактеризованы палеонтологически. В верхней части известняков и глинистых мергелей мощностью от 20 до 30 м здесь встречаются *Globorotalia inconstans* (Subb.) и в вышележащих, сходных по литологическому составу слоях — характерные для палеоцена *Globorotalia angulata* White.

Западнее, в области распространения мергелей эльбурганской свиты между ними и породами маастрихта прослеживается маломощный горизонт известняков с *Echinocorys edhemi*, *Homoeaster abichi*, *Coraster sphaericus* и др. Эти известняки обычно резко отделены от покрывающих мергелей, но местами (р. Кума, р. Тегинь и др.) переход совершается постепенно. Так же как и породы маастрихта они отсутствуют в долине р. Подкумка и замещаются известковистыми, глауконитовыми песчаниками на р. Бугунта. Принадлежность их к нижней части датского яруса не вызывает сомнений. Верхнюю границу этого яруса следует проводить, по-видимому, внутри эльбурганской свиты.

Можно полагать, что сходные соотношения имеются на Ставропольской возвышенности и соседних районах Предкавказья, где на различных горизонтах верхнего мела залегает мощная песчано-глинистая толща. Возраст последней, некоторыми авторами выделяемой под названием надзорненская свита, обычно определяется как палеоценовый и эоценовый. По аналогии с естественными разрезами Минераловодского района представляется достаточно вероятным соответствие нижней части этой толщи всему датскому ярусу, или его верхней половине. Разделить датские и нижнепалеоценовые отложения в буровых скважинах пока не удается и это заставляет на закрытой территории Предкавказья рассматривать их совместно (табл. I). Такие же трудности возникают в области распространения известняково-мергельных пород тухинской свиты (г. Самурская № 58 и Нефтегорский район) и карбонатного флиша свиты циде (район Горячего Ключа) на Западном Кавказе.

На участке северного склона между р. Лабой и р. Хокодзь (№№ 51—57) отложения датского яруса сохранились лишь местами. Они представлены здесь известковистыми, глауконитовыми песчаниками и органогенно-детритусовыми песчанистыми известняками, трансгрессивно залегающими на подстилающих породах.

В северной части Азово-Кубанской впадины распространены известковистые, глинистые алевролиты и выше известняки с прослоями алевролитов, общая мощность которых достигает в Ново-Минской скважине 185 м. Толща эта ложится на размытую поверхность маастрихтских, а местами (Березанская площадь) кампанских отложений и, по-видимому, полностью отсутствует

в сводах Каневского и Челбасского поднятий. Состав фораминифер указывает скорее всего на нижнепалеогеновый возраст рассматриваемых пород, не исключена, однако, возможность принадлежности их нижних горизонтов датскому ярусу.

Севернее в буровых скважинах Ростовской, Каялинской и Порт-Катон датские и нижнепалеогеновые отложения не встречены.

В восточной части Азово-Кубанской впадины (скважины Распеватская, Песчанокопская и др.), на Ставропольской возвышенности и к северо-востоку от нее (скв. Белоглинская) распространена сходная толща песчаников и алевролитов с прослоями глин и местами песчанистых мергелей, суммарная мощность которых в разрезах Распеватской и Александровской скважин превышает 400 м. Нижняя часть этих пород в Ипатовской скважине содержит фораминифер, характерных для датского яруса, однако граница последнего может быть проведена лишь весьма условно.

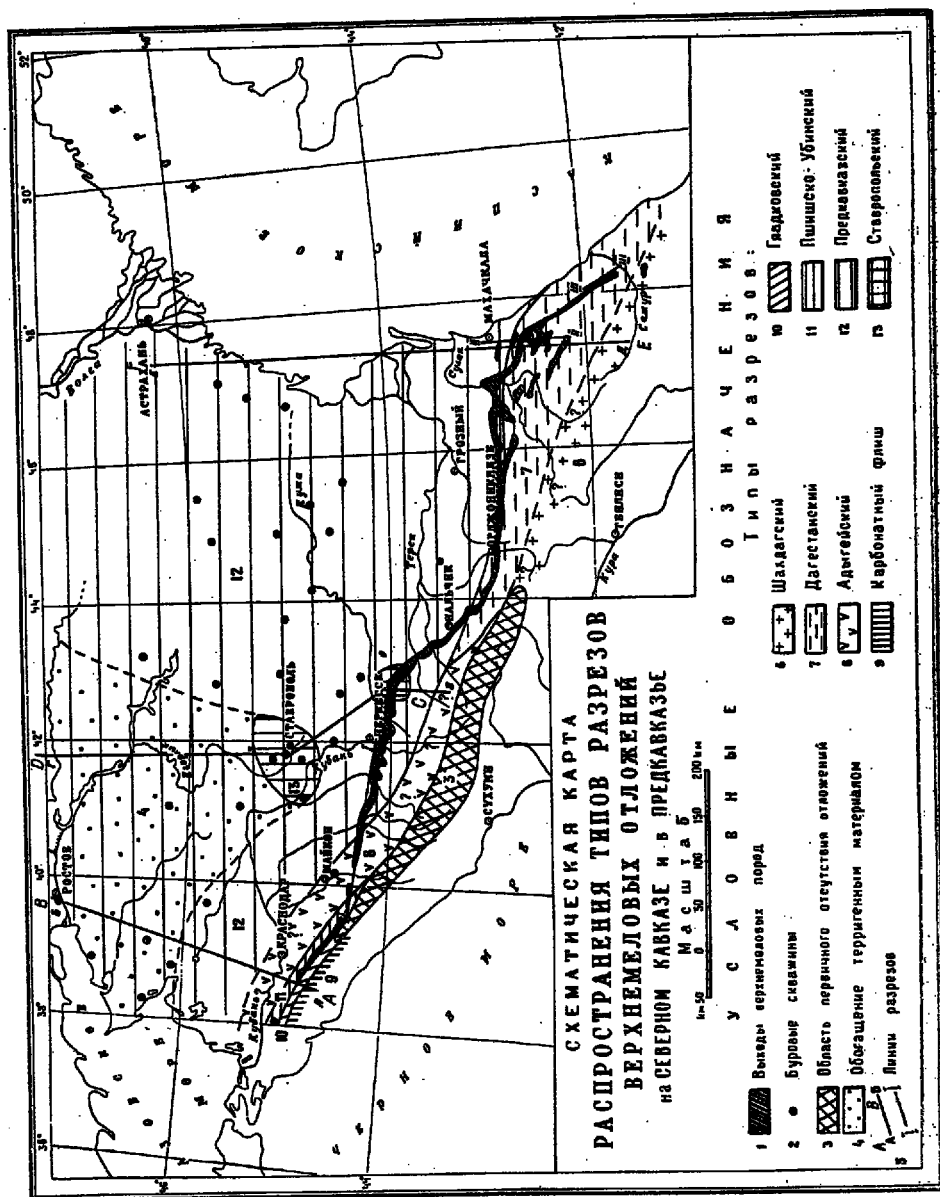
В Восточном Предкавказье датские и нижнепалеогеновые отложения пользуются, по-видимому, весьма ограниченным распространением. Они вскрыты буровыми скважинами Чкаловской, Артезиан и на северо-западном погружении Бузгинского поднятия, где представлены преимущественно мергелями, местами (скв. Артезиан) с прослоями известняков общей мощностью до 65 м.

В пределах обширной площади распространения верхнего мела на Северном Кавказе и в Предкавказье, несмотря на сравнительное однообразие пород, удастся подметить определенные отличия в характере разрезов отдельных участков. Эти различия отражают неоднородность условий накопления осадков в позднемеловую эпоху. Руководствуясь полнотой разрезов, количеством перерывов в них, градиентом изменения мощностей, наличием подводнооползневых и подводнообвальных явлений, характером слоистости, фациальной изменчивостью отложений, можно с большей или меньшей условностью выделить следующие типы (фиг. 2, 3, 4).

1. *Шахдагский тип*. Представлен разрезами Шах-дага и Кызыл-кая на границе Дагестана и Азербайджана, к югу от рассматриваемой территории (характеристика дается по материалам В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова, 1957). Отличается неполнотой разреза — присутствием только отложений кампана и маастрихта мощностью около 200-300 м, сложной фациальной изменчивостью мергелей и известняков с прослоями глин и известковистых песчаников, появлением красноцветных пачек и пластов глыбовых брекчий и конгломератов, иногда состоящих из огромных глыб нижнемеловых и юрских пород, развитием подводнообвальных и подводнооползневых нарушений, сложным присоединением к склонам подводного рельефа. Накопление осадков происходило, очевидно, в условиях резко выраженных поднятий — кордильер.

Распространение этого типа на запад не ясно, так как в современном срезе верхнемеловые отложения западнее Шах-Дага отсутствуют. Можно полагать, что сходные условия накопления осадков в позднемеловую эпоху существовали и в более западных участках осевой зоны Главного хребта.

2. *Дагестанский тип*. В типичном виде развит в Горном Дагестане. Отличается полнотой и обычно непрерывностью разреза, наличием всех ярусов отдела, преимущественно чистым известковым составом отложений, среди которых преобладают тонко- и микрозернистые разности известняков. Резко подчиненное положение занимают прослой, обогащенные тонким (пелитовым и алевроитовым) терригенным материалом. В южных выходах верхние горизонты (верхний кампан, маастрихт, датский ярус) сложены сильно



алевритистыми или песчанистыми известняками и местами известковистыми, глауконитовыми песчаниками. В этих южных выходах наблюдаются признаки перерыва в основании датского яруса и (в Южном Дагестане) трансгрессивное налегание верхней части кампана (зона *Belemnitella langei*) на сантонские и коньякские породы. Весьма характерна контрастность мощностей, суммарные величины которых изменяются от 180 до 1200-1300 м, т.е. в 6-7 раз, а для отдельных ярусов до 10 и более раз. Широкое развитие имеют подводнооползневые и подводнообвальные нарушения, проявляющиеся на нескольких стратиграфических уровнях, начиная с сантона. Общей закономерностью является распространение таких нарушений вверх по разрезу в восточном и северном направлениях, а также приуроченность их к участкам наиболее резкого изменения мощностей. Все это свидетельствует о существовании и активном росте в поздне меловую эпоху положительных структурных форм, обусловивших значительную дифференциацию территории на относительные поднятия и прогибы.

Сходными чертами обладают верхнемеловые отложения в Северной Осетии и Кабардино-Балкарской АССР до долины р. Черека, где (р. Фиат-дон, р. Урух) также развиты подводнооползневые и подводнообвальные нарушения. Так же как и в Южном Дагестане, здесь отмечается перерыв в основании слоев с *Belemnitella langei*. Отличием этих западных разрезов является почти полное отсутствие пород сеноманского яруса.

К северу, примерно от широты куполов Хадумского и Кукурт-тау предполагается область распространения Предкавказского типа.

3. *Адыгейский тип*. Типично представлен в естественных выходах на пространстве между р. р. Ходзь и Пшеха и буровыми скважинами прослеживается в районе г. Майкопа (Тульская и Кужорская площади). Отличается прерывистым распространением и весьма неполным развитием верхнемеловых отложений, наличием большого числа перерывов и трансгрессивным залеганием различных горизонтов. По-видимому, полностью отсутствуют породы сантонского яруса. Трансгрессивно залегают отложения верхнего турона, кампана, маастрихта (местами) и датского яруса. Последние представлены грубозернистыми косослоистыми песчаниками. Суммарная мощность верхнего мела не превышает здесь 30-50 м.

Фиг. 2

Schematyczna mapa rozprzestrzenienia typów facjalnych profilów osadów górno-kredowych na Północnym Kaukazie i na Podkawkaziu

1 wychodnie utworów górno-kredowych, 2 wiercenia, 3 strefa pierwotnego braku osadów, 4 wzbogacenie osadów w składniki terrigeniczne, 5 linie przekrojów z fig. 3 i 4; typy facjalne profilów: 6 szachdagski, 7 dagestański, 8 adygejski, 9 południowy flysz węglanowy, 10 gladkowski, 11 przysko-ubiński, 12 podkawkaski, 13 stawropolski

Schematic map of the distribution of the various facial profile types of Upper Cretaceous sediments within N Caucasus and Subcaucasia

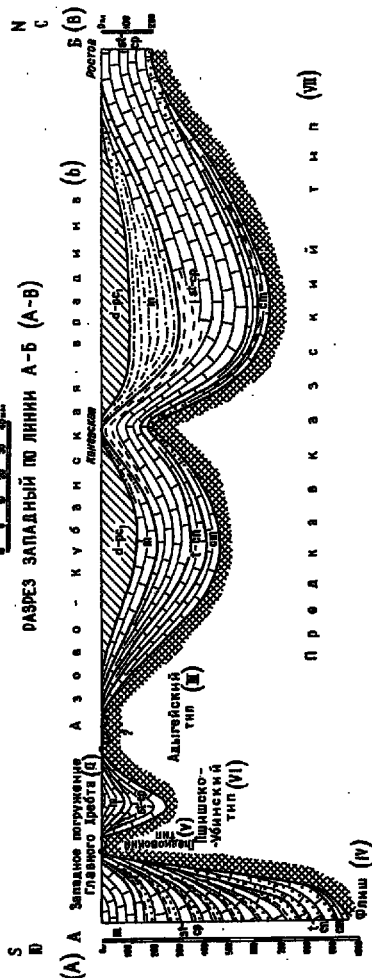
1 Upper Cretaceous outcrops, 2 boreholes, 3 zone of the original lack of deposits, 4 deposits enriched in terrigenous material, 5 lines of sections from figs. 3 and 4; facial types of profiles: 6 Shakhdag type, 7 Dagestan type, 8 Adyghey type, 9 south carbonate Flysch, 10 Gladkov type, 11 Pshish-Ubin type, 12 Subcaucasian type, 13 Stavropol type

СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

СХЕМЫ

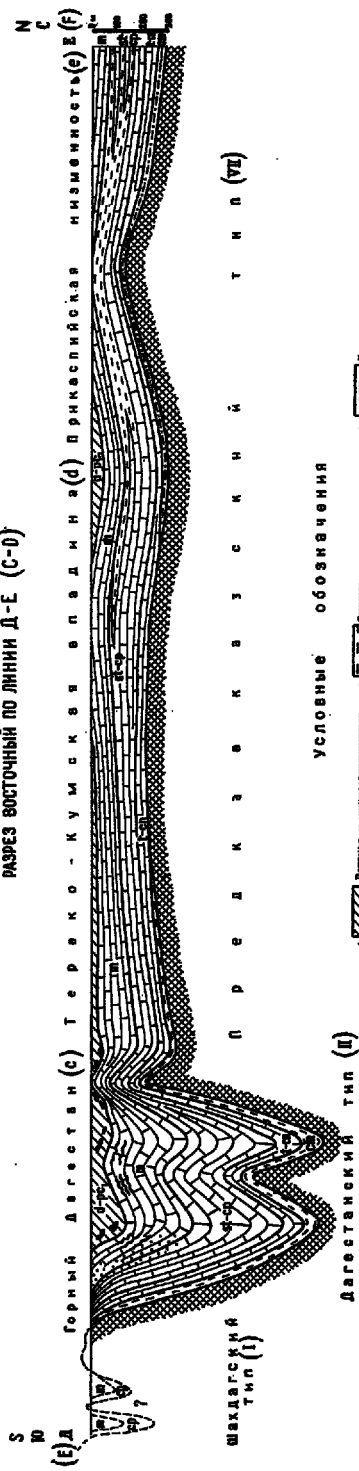
Масштаб горизонтальный
1:100 000

РАЗРЕЗ ЗАПАДНЫЙ ПО ЛИНИИ А-Б (А-В)



ПРЕДКАВКАЗСКИЙ ТИП (VII)

РАЗРЕЗ ВОСТОЧНЫЙ ПО ЛИНИИ Д-Е (С-Д)



ПРЕДКАВКАЗСКИЙ ТИП (VII)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | | | | |
|---|---------------------------------|---|-----------------------------|---|-----------------------------|
| 1 | Детские и ювенильные отложения | 4 | Листчатые мраморы и глыбы | 7 | Палеозойские мраморы |
| 2 | Мраморы с прослоями известняков | 5 | Мраморы и глыбы известняков | 8 | Глыбы мраморных известняков |
| 3 | Известняки известняки | 6 | Известняки, известняки | 9 | Подстилающие породы |

Вероятно распространение этого типа к северо-западу в район г. Краснодара. Можно полагать также, что сходные условия осадконакопления существовали в позднемеловое время и к юго-востоку, где в современном срезе породы верхнего мела отсутствуют.

4. *Пишишко-Убинский тип*. Распространен в узкой полосе к западу от р. Пишиш, примыкающей с юга к области развития Адыгейского типа. Отличается присутствием только пород кампана, маастрихта и возможно датского яруса (свита цие), в западных выходах (р. Пишиш), представленных ритмично слоистой толщей карбонатного флиша мощностью до 900 м. Широко развиты подводнооползневые нарушения слоев. Судя по данным буровых скважин примерно такое же строение и мощность имеют эти отложения в районе станции Крымской. В промежуточной части полосы выходов (р. Урбин № 60 и соседние районы) толща утрачивает типичный флишевый облик и мощность ее сокращается до 200-250 м.

5. *Гладковский тип*. Установлен К. А. Прокоповым в Гладковском и соседних районах на западном погружении Главного хребта. Отличается малыми мощностями (30-50 м) верхнемеловых отложений, представленных неясно слоистыми мелоподобными известняками и мергелями. Стратиграфическая полнота этих разрезов выяснена не достаточно. По-видимому, развиты только отложения кампана и маастрихта. К югу сменяется мощными толщами карбонатного флиша (южный флишевый прогиб), включающими все ярусы верхнего мела. На севере граничит с областью распространения Пишишко-Убинского типа.

Фиг. 3

Przekroje miąższościowe A-B i E-F osadów górnokredowych Północnego Kaukazu i Podkawkazja

1 różne osady danu i dolnego paleocenu, 2 wapienie z wkładkami margli, 3 wapienie piaszczyste, 4 margle ilaste i iły, 5 margle i iły piaszczyste, 6 piaskowce i mułowce, 7 struktury osuwiskowe, 8 bloki wapieni górnokredowych w osadach danu — dolnego paleocenu, 9 podłoże przedcenomańskie

cm cenoman, t-cm turon-koniak, st-cp santon-kampan, m mastrycht, d-pc₁ dan — dolny paleocen

I typ szachdagski, II typ dagestański, III typ adygejski, IV południowy flisz węglanowy, V typ gladkowski, VI typ przysko-ubiński, VII typ podkawkaski

a zachodnie zbocze głównego grzbietu Kaukazu, b Nizina Azowsko-Kubańska, c Górski Dagestan, d Nizina Tereko-Kumska, e Nizina Nadkaspjska

Thickness section A-B and E-F of Upper Crataceous deposits from the N Caucasus and Subcaucasia

1 various Danian and Lower Paleocene deposits, 2 limestones with marl intercalations, 3 sandy limestones, 4 clayey marls and clays, 5 marls and sandy clays, 6 sandstones and mudstones, 7 submarine slump structures, 8 blocks of Upper Cretaceous limestones in Danian — Lower Paleocene deposits, 9 pre-Cenomanian substratum

cm Cenomanian, t-cm Turonian-Coniacian, st-cp Santonian-Campanian, m Maestrichtian, d-pc₁ Danian — Lower Paleocene

I Shakhdag type, II Dagestan type, III Adygey type, IV south carbonate Flysch, V Gladkov type, VI Pshish-Ubin type, VII Subcaucasian type

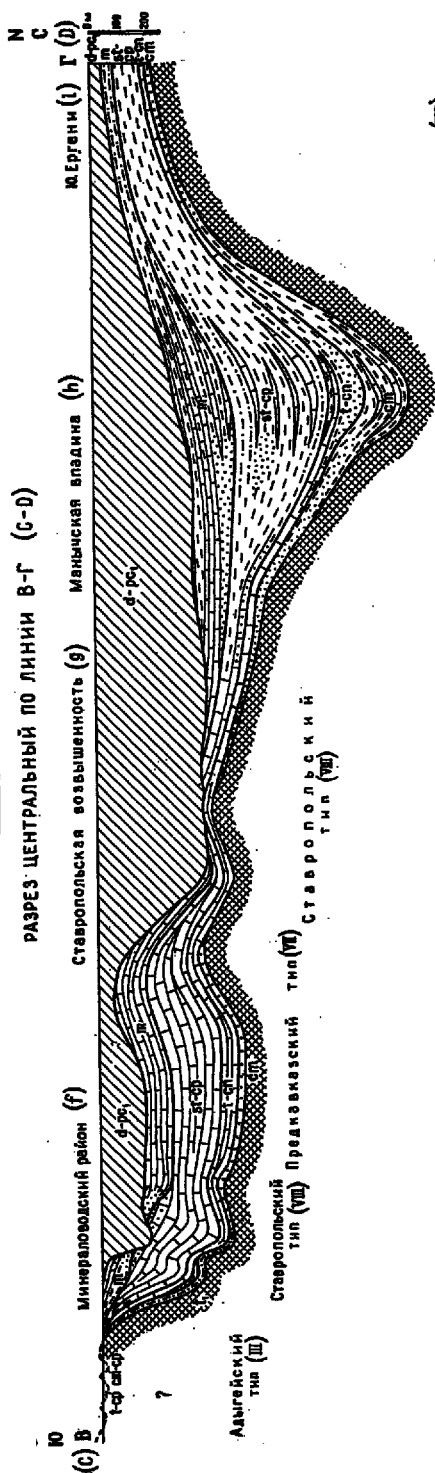
a western slope of the main Caucasian range, b Azov-Kuban Lowland, c Dagestan Highland, d Terek-Kuma Lowland, e Caspian Lowland

СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

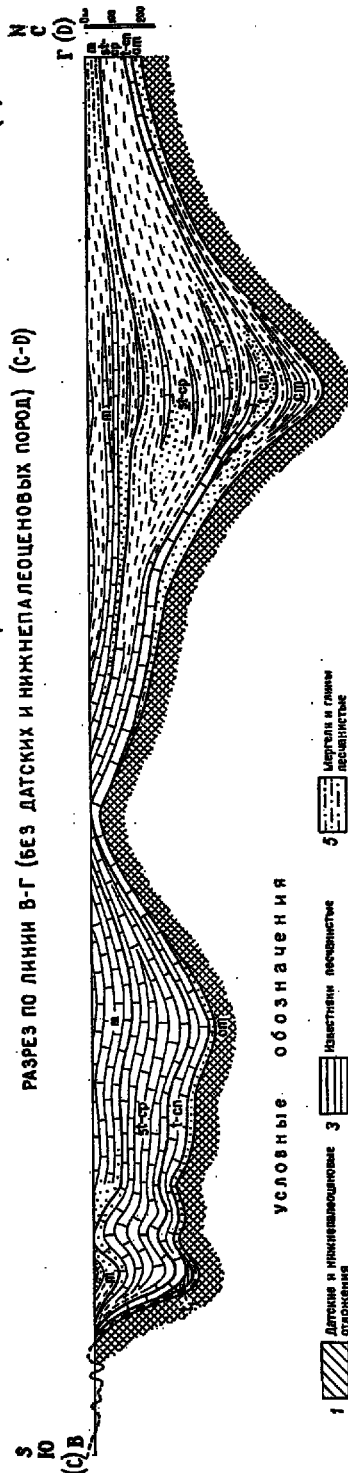
СХЕМЫ

Масштаб горизонтальный
0 5 10 20 км

РАЗРЕЗ ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПО ЛИНИИ В-Г (С-Д)



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ В-Г (БЕЗ ДАТСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЦЕНОВЫХ ПОРОД) (С-Д)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | |
|---|-------------------------------|----------------------------|
| 1 Датские и нижнепалеоценовые отложения | 3 Известняки песчаные | 5 Мергели и глины песчаные |
| 2 Известия с прослоями мергелей | 4 Силурийские мергели и глины | 6 Песчаная, известняковая |
| | 7 Известняковая порода | |

6. *Предкавказский тип*. Распространен на всем пространстве Предкавказской равнины, а также в пределах моноклинали Центрального Предкавказья между р. Лабой и р. Черек. Характеризуется полнотой разрезов, малым градиентом мощностей (при значительных различиях в крайних цифрах — от 150 до 700 м), отсутствием подводнооползневых и обвальных явлений. Большими мощностями отличаются Азово-Кубанская и Манычская впадины. Относительно малые мощности верхнего мела приурочены к Затеречной равнине. В пределах крупных пологих впадин выделяются частные поднятия типа Каневского, Челбасского и Березанского, на склонах которых возрастает контрастность в смене мощностей. Сокращение последних в сводовых частях таких поднятий частично связано с размывом верхних горизонтов.

В южной половине области в разрезе верхнего мела преобладают сравнительно чистые известняки с подчиненными прослоями мергелей, на севере заметно обогащение пород терригенными примесями. Особенно резко это проявляется к северу и северо-западу от Ставропольской возвышенности (скважины: Распеватская, Песчанокопская, Ипатовская, Белоглинская и др.), где значительную роль в сложении верхнемеловой толщи приобретают карбонатные глины и алевролиты. На юге имеются местные участки обогащения терригенным материалом верхнего кампана и маастрихта (р. Бугунта, р. Малая Лаба).

7. *Ставропольский тип*. Выделяется в пределах равнинного Предкавказья на Ставропольской возвышенности. Отличается малыми мощностями верхнего мела и, в наиболее приподнятой части, срезанием верхней половины разреза (до сантона и, возможно, до коньяка) трансгрессивно залегающими датскими (?) и нижнепалеоценовыми отложениями. Весьма характерно резкое увеличение мощности последних (до 420 м), представленных здесь преимущественно песчаниками и алевролитами.

Аналогичные условия наблюдаются и на обособленном участке у г. Эссентуки, где размывом полностью уничтожены породы маастрихта.

Фиг. 4

Przekrój miąższościowy C-D osadów górnokredowych z osadami danu — dolnego paleocenu (przekrój górny) oraz bez nich (przekrój dolny)

1 różne osady danu i dolnego paleocenu, 2 wapienie z wkładkami margli, 3 wapienie piaszczyste, 4 margle ilaste i iły, 5 margle i iły piaszczyste, 6 piaskowce i mułowce, 7 podłoże przedcenomańskie

cm cenoman, t-cn turon-koniak, st-cp santon-kampan, m mastrycht, d-pc₁ dan — dolny paleocen

III typ adygejski, VII typ podkaukaski, VIII typ stawropolski, f Rejon Mineralowodski, g Wyżyna Stawropolska, h Nizina Manyczska, i Pd. Jergeni

Thickness section C-D of Upper Cretaceous deposits; Danian — Lower Paleocene deposits occur in the higher section, the lower section lacks these deposits

1 various Danian and Lower Paleocene deposits, 2 limestones with marl intercalations, 3 sandy limestones, 4 clayey marls and clays, 5 marls and sandy clays, 6 sandstones and mudstones, 7 pre-Cenomanian substratum

cm Cenomanian, t-cn Turonian-Coniacian, st-cp Santonian-Campanian, m Maestrichtian, d-pc₁ Danian — Lower Paleocene

III Adyghey type, VII Subcaucasian type, VIII Stavropol type, f Mineralovodsk region, g Stavropol Highland, h Manych Lowland, i South Yergheni

Можно полагать, что Предкавказский тип разреза верхнего мела приурочен к эпигердинской платформе, крупному поднятию внутри которой отвечает Ставропольский тип. Краевой, более подвижной части платформы соответствуют Дагестанский и Адыгейский типы. Первый из них сформировался в условиях общего погружения, второй — в условиях относительного поднятия. Южный флишевый прогиб является частью Кавказской геосинклинальной области. Пшипско-Убинский тип связан с прогибом, заложившимся в начале кампана, или в конце сантона, на границе платформы и геосинклинали. Наконец, Шагдагский и Гладковский типы скорее всего относятся к зоне поднятий — кордильер в краевой части геосинклинали.

Карты изменения мощностей, составленные для отдельных ярусов и групп ярусов верхнего мела, наглядно отражают отличия и распространение намеченных выше типов разрезов. Они позволяют установить также определенную эволюцию условий в течение поздне меловой эпохи.

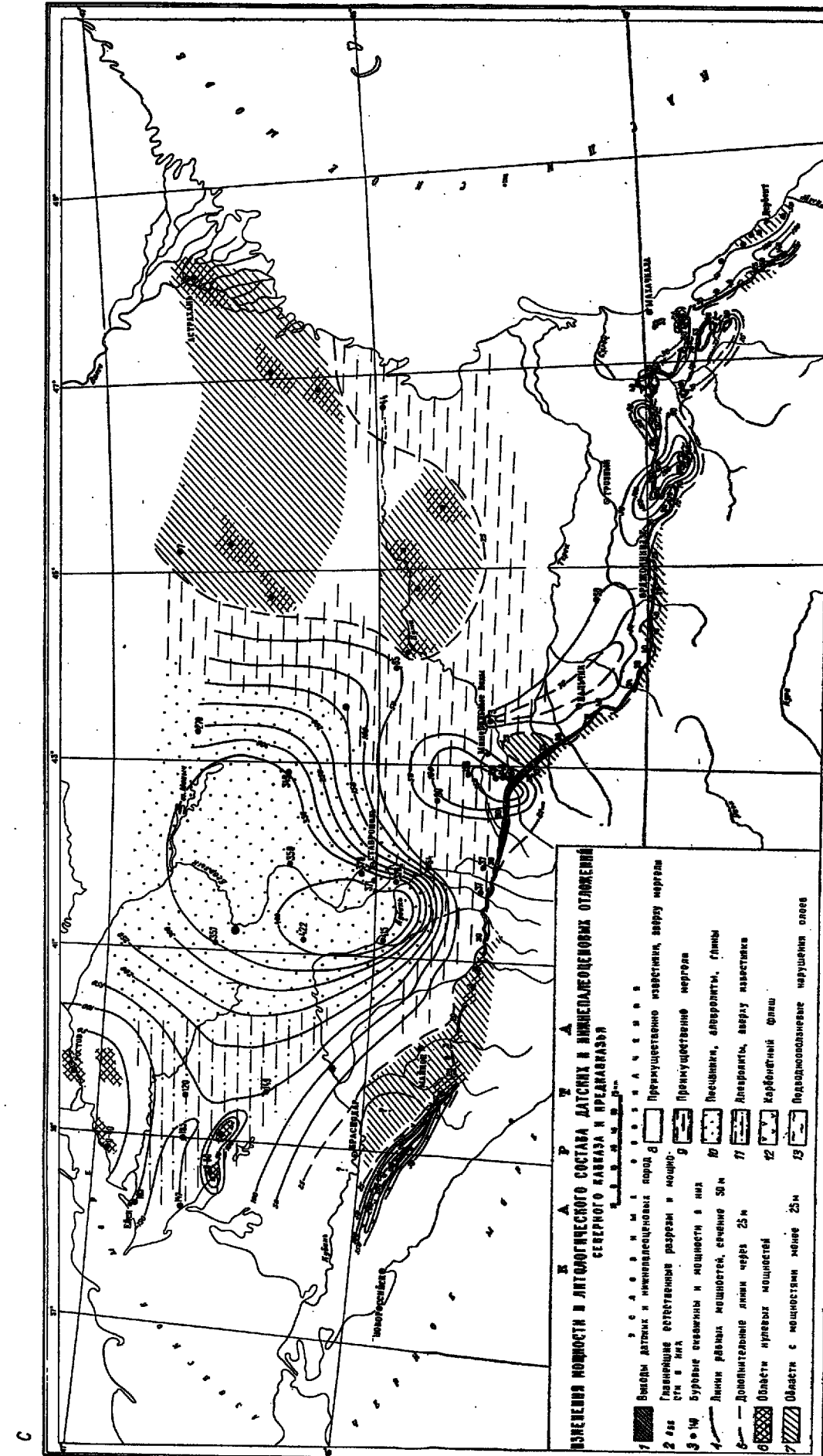
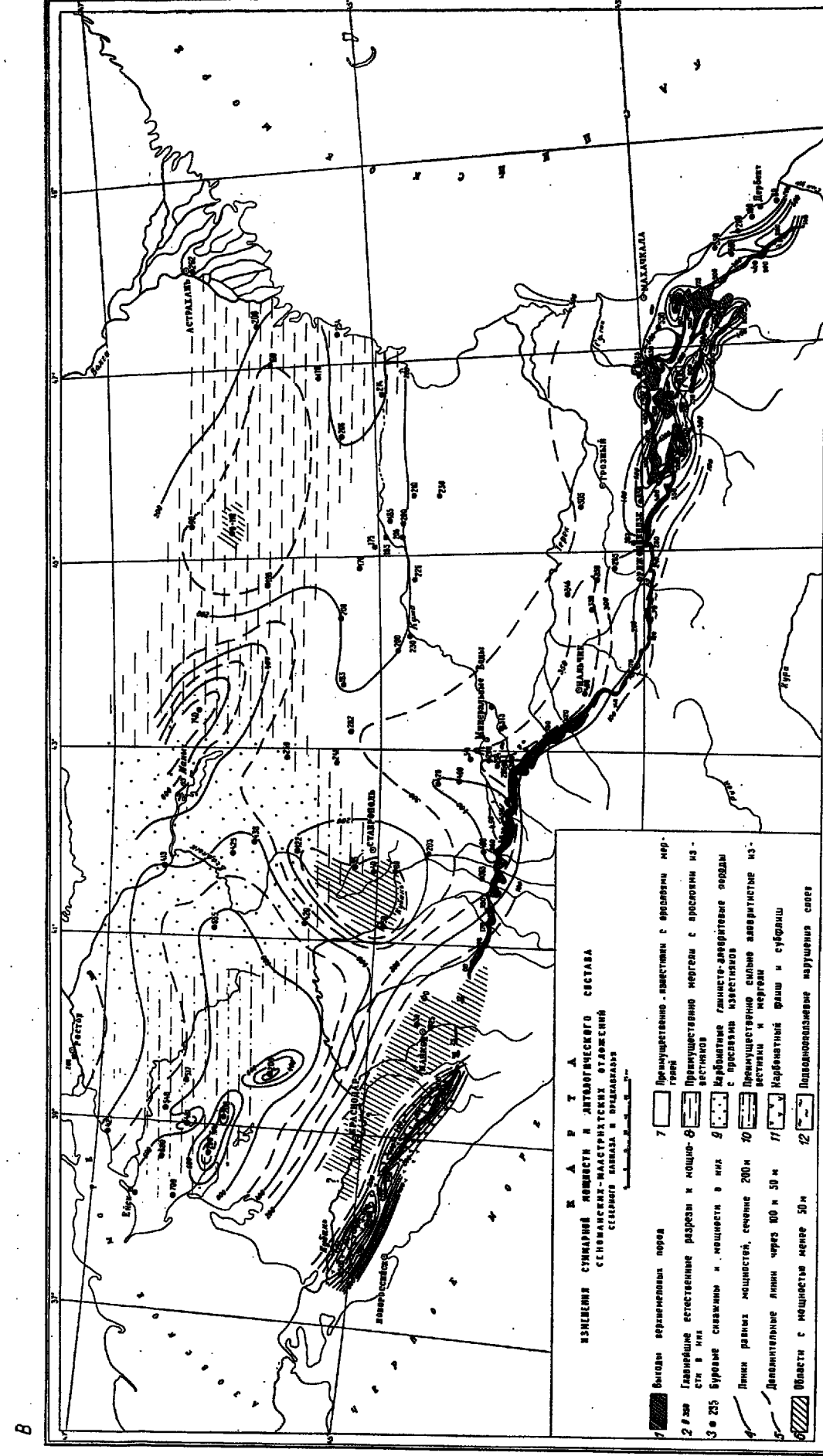
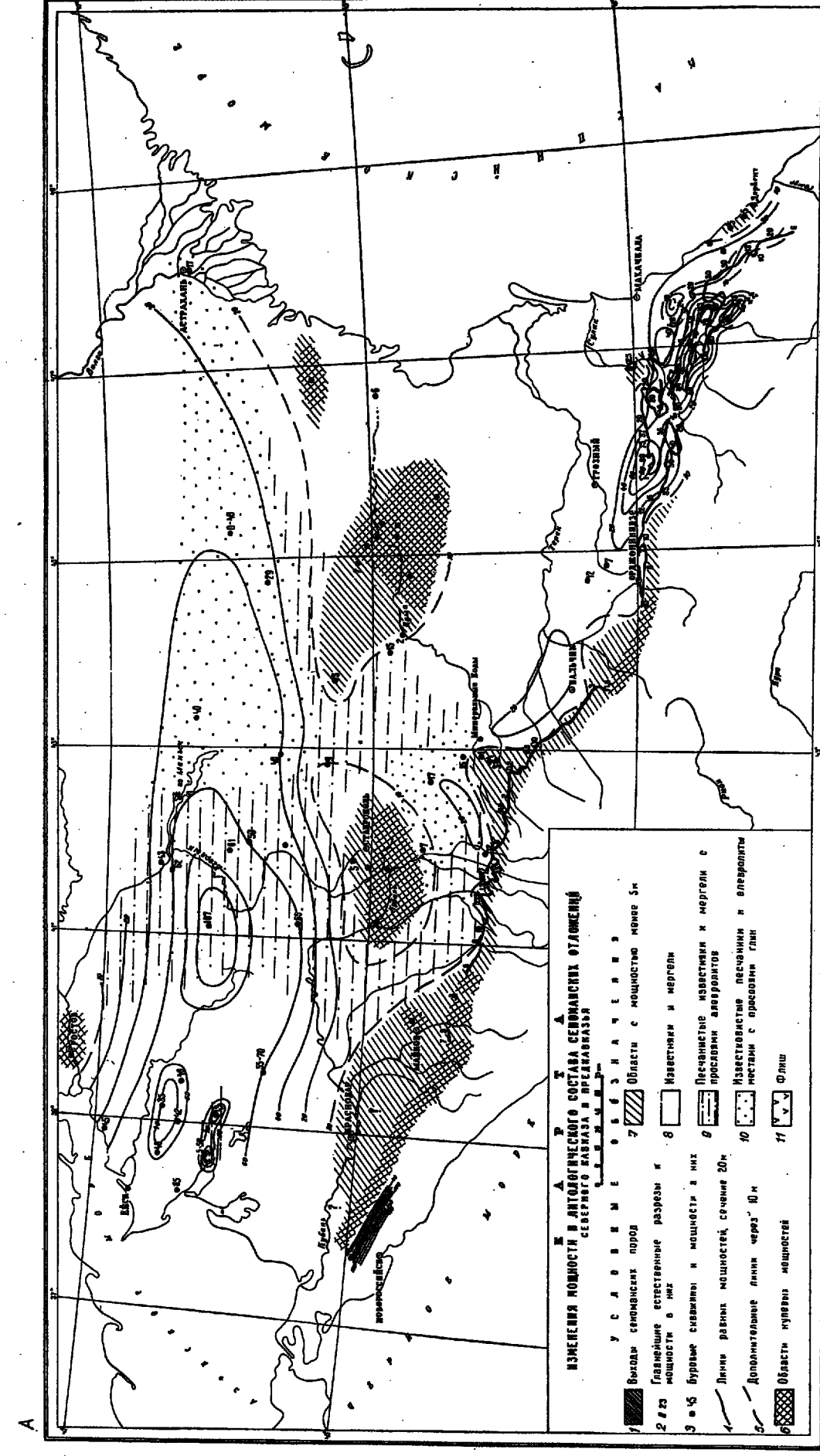
Сеноманские отложения в полосе естественных выходов на северном склоне Кавказа, за исключением Дагестана и Черных гор, отличаются весьма малыми мощностями и прерывистым распространением (табл. I). Четко обособляется Кисловодский выступ, отделенный от Ставропольской возвышенности незначительным прогибом. Условия Адыгейского поднятия по существу распространяются на весь северный склон до Черных гор, что свидетельствует, очевидно, о слабом погружении в это время южной периферической части платформы. С юго-запада к Адыгейскому поднятию (район г. Майкопа) примыкает приподнятая область, в которой полностью отсутствуют отложения сеномана. Далее, уже на южном склоне Кавказа находится флишевый прогиб, характеризующийся в течение всего позднего мела устойчивым и интенсивным накоплением осадков.

Для Дагестана характерна значительная дифференциация на частные поднятия и разделяющие их впадины. Это отражается в контрастности мощностей, изменяющихся от 2-3 до 130 м. Относительно большие мощности сеномана (до 107 м в Песчанокопской скважине) приурочены к северной части Азово-Кубанской и к Маньчской впадинам. На западе первой из них обособляются Каневское и Челбасское поднятия, в то время как Березанская структура (Выселковская скважина) еще не проявляет себя. Очень неполным развитием сеноманских пород отличаются Ставропольская возвышенность и Затеречная равнина. Обращает на себя внимание преимущественно широтная ориентировка основных структурных элементов.

В последующие этапы поздне меловой истории до датского века в основных чертах сохраняется тот же план изменения мощностей (табл. I). Начиная с турона более четко обособляется Адыгейское поднятие и выступает Березанская складка. В конце сантона, или начале кампана к юго-западу от Адыгейского поднятия закладывается прогиб, в котором накапливается толща карбонатного флиша и субфлиша (Пшипско-Убинский тип). Этот прогиб отделен от южного флишевого трога областью распространения маломощных осадков Гладковского типа. В кампанский и сантонский века утрачивается влияние Кисловодского выступа, снова заметное в маастрихте. В Дагестане и соседних районах Северного Кавказа до р. Ардон, начиная с сантона, проявляются подводнооползневые и подводнообвальные нарушения, свидетельствующие о росте антиклинальных поднятий и усложнении рельефа морского дна.

Существенная перестройка происходит в области Предкавказья в датское и нижнепалеоценовое время (табл. I). На месте Ставропольской возвышен-

Mapy zmian miąższości i składu litologicznego osadów górnokredowych Północnego Kaukazu i Podkaukazia
Maps showing thickness and lithology variability of Upper Cretaceous deposits from the N Caucasus and Subcaucasia



A osady cenomanskie: 1 wychodnie cenomanu, 2 glowne odkrywki cenomanu i miąższość w metrach, 3 wiercenia i miąższości cenomanu w metrach, 4 izopachyty co 20 m, 5 dodatkowe linie równych miąższości co 10 m, 6 obszary zerowych miąższości cenomanu, 7 obszary z miąższością mniejszą niż 5 m, 8 wapienie i margle, 9 wapienie piaszczyste i margle z przewarstwieniami mułowców, 10 piaszkowce wapienie i mułowce z wkladkami ilastymi, 11 filiz węglanowy B osady cenomanu-mastrychtu razem: 1 wychodnie skał górnokredowych, 2 glowne odkrywki i miąższość w metrach, 3 wiercenia i miąższości górnej kredy w metrach, 4 izopachyty co 200 m, 5 dodatkowe linie równych miąższości co 100 i 50 m, 6 obszary z miąższością górnej kredy mniejszą niż 50 m, 7 wapienie z przewarstwieniami margli, 8 margle z przewarstwieniami wapieni, 9 wapienie mułowce i ilowce z przewarstwieniami wapieni, 10 silnie ilaste wapienie i margle, 11 filiz węglanowy i utwory filizowate (subfiliz), 12 struktury osuwiskowe C osady danu i dolnego paleocenu: 1 wychodnie utworów danu i dolnego paleocenu, 2 glowne odkrywki i miąższość w metrach, 3 wiercenia i miąższości danu — dolnego paleocenu w metrach, 4 izopachyty co 50 m, 5 dodatkowe linie równych miąższości co 25 m, 6 obszary zerowych miąższości danu — dolnego paleocenu, 7 obszary z miąższością mniejszą niż 25 m, 8 glowne wapienie, a wyżej margle, 9 glowne margle, 10 piaszkowce, mułowce i iliz, 11 mułowce, a wyżej wapienie, 12 filiz węglanowy, 13 struktury osuwiskowe

A Cenomanian deposits: 1 Cenomanian outcrops, 2 chief Cenomanian outcrops and thickness in metres, 3 boreholes and Cenomanian thickness in metres, 4 isopachytes drawn every 20 m., 5 additional isopachytes drawn every 10 m., 6 zero thickness of the Cenomanian, 7 Cenomanian thickness below 25 metres, 8 limestones and marls, 9 sandy limestones and marls intercalated by mudstones, 10 calcareous sandstones and mudstones with clay intercalations, 11 carbonate Flysch

B Cenomanian-Mastrychtian deposits: 1 Upper Cretaceous outcrops, 2 chief outcrops and thickness in metres, 3 Upper Cretaceous boreholes and thickness in metres, 4 isopachytes drawn every 200 m., 5 additional isopachytes drawn every 100 m. and 50 m., 6 Upper Cretaceous thickness below 50 m., 7 limestones interbedded by marls, 8 marls interbedded by limestones, 9 calcareous mudstones and claystones interbedded by limestones, 10 strongly clayey limestones and marls, 11 carbonate Flysch and sub-Flysch deposits, 12 slump structures

C Danian and Lower Paleocene deposits: 1 Danian and Lower Paleocene outcrops, 2 chief outcrops and thickness in metres, 3 Danian — Lower Paleocene boreholes and thickness in metres, 4 isopachytes drawn every 50 m., 5 additional isopachytes every 25 m., 6 zero thickness of Danian — Lower Paleocene, 7 Danian — Lower Paleocene thickness below 25 m., 8 predominant limestones, higher up marls, 9 predominant marls, 10 sandstones, mudstones and clays, 11 mudstones, higher up limestones, 12 carbonate Flysch, 13 slump structures

ности и к северу от нее закладывается обширный прогиб, в котором накапливается мощная (свыше 400 м) толща песчано-глинистых отложений. В этот прогиб вовлекается и восточная часть Азово-Кубанской впадины, вместе с Березанским поднятием.

Меньших размеров прогиб возникает в районе Кисловодского выступа, что вызывает смещение последнего к юго-востоку. Вся западная часть Предкавказья отличается очень неполным развитием датских и нижнепалеоценовых пород. Основные структурные элементы в Предкавказье приобретают преимущественно меридиональную ориентировку.

*Московский государственный университет
Москва, май 1961 г.*

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- АБИХ Г. 1852. Описание разреза северной покатости Кавказского края от Эльбруса до г. Бештау. Кавказский календарь за 1853 г., г. Тифлис.
- АБИХ Г. 1862. О строении и геологии Дагестана. Горный журнал, кн. 2.
- АЛЕКСИН А. Г. и ЦАТУРОВ А. И. 1957. Основные результаты опорного бурения на Терско-Кумской равнине. Тр. ВНИГРИ, вып. III.
- БАРБОТ-ДЕ-МАРНИ Н. Н. 1895. Отчет об исследовании минеральных богатств и геологического строения Дагестана. Мат. по геол. Кавказа, сер. 2, кн. 9.
- БОГДАНОВИЧ К. И. 1910. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Хадзыженский. Тр. Геол. ком. нов. сер., вып. 57.
- ГЕРАСИМОВ А. П. 1922. Селитроносные известняки турона в бассейнах Кубани, Кумы и Малки (Северный Кавказ). Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 45.
- ГЕРАСИМОВ А. П. Геологическое строение Минераловодского района (Бештау-Железноводск-Сухой Карамык). Тр. ЦНИГРИ, вып. 30.
- ГРИШИНА И. В. 1958. Основные результаты обработки материалов бурения Георгиевской опорной скважины. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 4 (12).
- ДРОБЫШЕВ Д. В. 1951. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на северном склоне Кавказа. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 42.
- ЗАХАРОВА Л. В. 1957. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грозненской области, Северной Осетии и Кабарды. Тр. геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. I.
- КАЗАКОВ М. П. и др. 1958. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат.
- КАРАКАШ Н. И. 1897. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна.
- КЕЛЛЕР Б. М. 1936. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Кавказа. Изв. А. Н., сер. геол., № 10.
- КЕЛЛЕР Б. М. 1947. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 48.
- КОЗЛОВ А. Л. 1934. О газоносности Гладковского района Северозападного Кавказа. Тр. Геол.-разв. бюро газовых месторожд., вып. 7.
- КРЫЛОВ Н. А., БУРШТАР М. С., ЗАХАРОВ Е. В. 1960. Условия формирования Озексуатско-Величаевской группы поднятий. Журнал „Новости нефтяной техники“, Геология, № 2.

- МОСКВИН М. М. 1951. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья. Сборник памяти А. Д. Архангельского изд. А. Н. СССР.
- МОСКВИН М. М., СЕМИХАТОВ М. А. 1956. Подводноползисвые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.
- МОСКВИН М. М. 1959. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северного Кавказа. Атлас верхнемеловой фауны Сев. Кавказа и Крыма. Труды ВНИИГАЗ.
- ОГИЛЬВИ А. Н. Краткий предварительный отчет о геологических и разведочных работах в 1905 г. в пределах кавказских курортов. Изв. Геол. ком., т. 25.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ К. Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, г. Ереван.
- ПРОКОПОВ К. А. 1914. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Верхнебаканский и Кесслерово-Варениковский. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 92.
- ПРОКОПОВ К. А. 1922. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Абинский и Эриванский. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 112.
- РЕНГАРТЕН В. П. 1910—1912. Исследования в районе г. Нальчика. Годовые отчеты за 1909, 1910 и 1911 г.г. Изв. Геол. ком., т. XXIX, № 1; т. XXX, № 3; т. XXX', № 6.
- РЕНГАРТЕН В. П. 1927. Геологические наблюдения в Кайтаго-Табасаранском и Даргинском округах в Дагестане. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 66.
- РЕНГАРТЕН В. П. 1928. Фауна меловых отложений Ассинско-Камбилеевского района на Кавказе. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 147.
- РЕНГАРТЕН В. П. 1931. Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 63.
- СИМОНОВИЧ С. Е., БАЦЕВИЧ Л. Ф., СОРОКИН А. И. 1876. Геологическое описание Пятигорского края, исследованного в 1875 г. Мат. для геол. Кавказа, г. Тифлис.
- СУДАРИКОВ Ю. А. 1960. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Волго-Донских и Калмыцко-Сальских степей. Тр. СГПК, вып. 1, Гостоптехиздат.
- ХАИН В. Е., ШАРДАНОВ А. Н. 1957. Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа. Мат. по геол. сев.-вост. Азербайджана. АН Азерб. ССР, г. Баку.
- ЧАРНОЦКИЙ С. И. 1909. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Нефтяно-Ширванский. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 47.
- ЧАРНОЦКИЙ С. И. 1916. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Крымский. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 128.
- ШАРДАНОВ А. Н., НИКИФОРОВ Б. М. 1959. Геологическая история и строение Ейско-Березанского района Скифской платформы Тр. Краснодарского филиала ВНИИ, вып. 1.
- ШАРДАНОВ А. Н., ПЕКЛЮ В. П. 1960. Верхний мел северного крыла северо-западного Кавказа. Тр. Краснодарского филиала ВНИИ, вып. 3.
- ШУЦКАЯ Е. К., ТЕМИН Л. С. 1956. Мезозойские и нижнепалеогеновые отложения Ставрополя. Журнал „Новости нефтяной техники“, Геология, № 2.
- ЭВЕНТОВ Я. С., ШЕВЕЛЕВА В. С. 1952. Меловые отложения г. Астрахани. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 86, № 4.
- AVICH N. 1959. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge. Mém. de l'Acad. des Sci. de St. Pétersb., sér. 6, vol. 7, Sc. math. et phys.
- ANTHULA D. 1899. Neue Forschungen in den kaukasischen Ländern. Beitr. z. Geol. u. Pal. Oesterr.-Ungarns u. d. Orients, Bd. XII, H. 2-3.
- DRU L. 1884. Géologie et hydrologie de la région de Bechtaou (Caucase). Bull. Soc. Géol. France, sér. 9, vol. 12.
- DUBOIS DE MONTPEREUX F. 1840. Voyage autour du Caucase, chez les Tcherkesses et les Abkhases, en Colchide, en Géorgie, en Arménie et en Crimée. T. IV. Paris.

M. M. MOSKVIN

GÓRNOKREDOWE OSADY PÓLNOCNEGO KAUKAZU I PODKAUKAZIA

STRESZCZENIE: Zostały opisane osady górnokredowe widoczne w odsłonięciach na północnym zboczu Kaukazu, a także przebite w wierceniach na równinie Podkaukazia. Podane są podstawy dokładnego biostratygraficznego rozpozniowania górnej kredy. Na podstawie obecności lub braku luk stratygraficznych, zmian miąższości, obecności osuwisk podmorskich, zmienności facjalnej osadów i innych cech, zostało wydzielonych siedem typów facjalnych. Zanalizowane są paleogeograficzne i tektoniczne warunki istniejące na północnym Kaukazie i na Podkaukaziu w górnej kredzie.

Na obszarze północnego Kaukazu i Podkaukazia osady górnej kredy są dość szeroko rozprzestrzenione. Na północnym zboczu Kaukazu są one wykształcone w postaci wapieni, margli i wapnistych piaskowców, łączna miąższość których waha się od kilkudziesięciu metrów do 1000, a nawet 1200 m. Wychodnie skał górnokredowych ciągną się nieprzerwanym pasmem od doliny Cmur-Czaj w Południowym Dagestanie (Nr 1 fig. 1) do rzeki Chodź (Nr 52), będącej dopływem Łaby. Na tej przestrzeni wychodnie te tworzą wąski pas, w ogólnych zarysach równoległy do łańcucha Kaukazu, lecz w dwóch miejscach — przy Kisłowodsku i w wierzchołku tzw. dagestańskiego klina przy chadumskim wysadzie (Nr 18) — dość ostro odginają się ku SE (por. fig. 1). Takie skrety, uwarunkowane współczesną budową geologiczną Północnego Kaukazu, powodują przecinanie przez pas wychodni stref różniących się swym profilem geologicznym. Daje to w konsekwencji możliwość prześledzenia wykształcenia i zróżnicowania facjalnego górnej kredy, co w pewnym stopniu kompensuje ograniczony obszar i liniowy przebieg naturalnych odsłonień. Obszar wychodni górnej kredy znacznie powiększa się w Dagestanie, gdzie z utworów tego wieku zbudowane jest nie tylko przedgórze, lecz również i wiele synklin w górach.

Na zachód od rzeki Chodź utwory górnokredowe rozwinięte są w bardzo niepełny sposób i zachowały się tylko w pewnych odosobnionych miejscach. Między dolinami Przechy i Przysza (Nr 59) wapienie płytowe z przewarstwieniami margli, charakterystyczne dla Północnego Kaukazu, są zastąpione przez gruby kompleks cyklicznie warstwowanego węglanowego fliszu.

W Dagestanie, na S od rzeki Cmur-Czaj, skały górnokredowe są ścięte przez leżące nad nimi transgresywnie osady pliocenu i pojawiają się ponownie dopiero w dolinie Szachdagu przy granicy Azerbejdżanu. Profil górnej kredy na tym trudno dostępnym wysokogórskim odcinku bardzo znacznie różni się od profilu z północnego Kaukazu.

W strefie przedgórzy i Niziny Podkaukaskiej utwory górnokredowe zostały przebite przez wielką ilość wierceń. W południowej części Podkaukazia, sąsiadującej ze strefą wychodni naturalnych, skład omawianych osadów nie wykazuje znaczniejszych zmian. Na północy, a szczególnie na północnym zachodzie można obserwować znaczne zwiększanie się ilości materiału terrygenicznego. Poważne różnice zostały stwierdzone w wierceniach na Wyżynie Stawropolskiej, gdzie zespół piaszczysto-łastych osadów danu i paleocenu leży na rozmytej powierzchni utworów górnokredowych należących do różnych poziomów.

W zespole górnokredowych warstw północnego Kaukazu udało się wyróżnić ekwiwalenty wszystkich pięter, a każde z nich, za wyjątkiem danu, rozdzielić na dwa podpiętra (por. tab. 1). Bardziej szczegółowy podział na poziomy został na razie ustalony tylko dla niektórych pięter.

Podłoże górnokredowych osadów na większej części omawianego obszaru stanowią ciemne iły górnego albu, zawierające liczne szczątki *Pervinquieria inflata* (Sow.), *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow. i inne. Na granicy dolnej i górnej kredy została zaobserwowana niezgodność stratygraficzna w następujących miejscowościach — w dolinie Ułu-czaj (Nr 5), na wysadzie eldamskim (Nr 10) i na poszczególnych elewacjach wschodniej antykliny Dagestanu, w dolinach rzek Ardon (Nr 34), Uruch (Nr 35) i w niektórych odsłonięciach lewego побереża Łaby. Na Podkaukaziu oznaki przerwy stratygraficznej zostały stwierdzone na kaniowsko-czełbasskim wyniesieniu, na Wyżynie Stawropolskiej i na Nizinie Zaterecznej (fig. 1).

Utwory cenomanu są szeroko rozprzestrzenione na północnym zboczu Kaukazu. Reprezentują je wapienie margliste, margle i wapniste piaskowce glaukonitowe, których miąższość zmienia się od części metra do 100-120 m. W pełnych profilach cenomanu można wyróżnić na podstawie fauny dwa podpiętra — dolne z *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Schloenbachia varians* (Sow.), *Inoceramus scalprum* Boehm, *I. crippsi* Mant. i inne, oraz górne, w którym wraz z tymi inoceramami występują: *Inoceramus tenuis* Mant., *I. pictus* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Turritiles costatus* Lam. i inne. Na północnym zboczu Kaukazu osady górnego podpiętra cenomanu zostały miejscami usunięte w wyniku przedturońskiego rozmycia. W niektórych przekrojach (doliny rzek Ardon, Uruch, Fars, Bielaja i inne) brak jest tego piętra zupełnie. Brak go jest również w całym pasmie wychodni górnej kredy na zachód od rzeki Chokodź (Nr 57).

Utwory cenomanu są również szeroko rozprzestrzenione w zachodniej i północnej części Niziny Podkaukaskiej. Na zachodzie są to przeważnie wapienie z przewarstwieniami iłów wapnistych i piaskowców, których łączna miąższość waha się od 40 do 60 m. Wyraźna redukcja

miąższości osadów cenomańskich zaznacza się tylko na zboczach kaniowskiego i czelbasskiego wyniesienia (tabl. I A). Dalej ku wschodowi margle ilaste, muły wapniste oraz ily, które maksymalną miąższość (100-110 m) osiągają w wierceniu w Piesczanokopskiej (fig. 1 i 2).

Na Nizinie Zaterecznej cenomańskie mułki wapniste, ily i margle mają niewielką miąższość i występują prawdopodobnie tylko sporadycznie.

Turon w przeważnej części Północnego Kaukazu ogranicza się tylko do górnego podpiętra. Do dolnego turonu może być odniesiony tylko 6-12-metrowy pakiet piasków glaukonitowych i margli piaszczystych z *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. hercynicus* Petr. i inne, które widoczne są w odsłonięciach między Nalczykiem a Łabą. Dolny turon istnieje także zapewne w Dagestanie i w sąsiadującej z nim Czeczeno-Inguskiej ASRR (rzeki Ansolta — Nr 25 i Argun — Nr 27), gdzie istnieje łączność sedymentacyjna cenomanu z turonem.

Leżące wyżej białe, różowe i czerwone wapienie z cienkimi przewarstwieniami margli, mają maksymalną miąższość 100-120 m i zawierają już skamieniałości charakterystyczne dla górnego turonu. W dolnej części tych wapieni występują: *Inoceramus apicalis* Woods, *I. woodsi* Boehm, *Conulus subrotundus* Mant., *Echinocorys sphaericus* Schlut., *Cardiaster peroni* Lamb. i *Lewesiceras peramplum* (Mant.). W górnej części stwierdzono: *Inoceramus lamarcki* Park., *Conulus subconicus* d'Orb., *Holaster planus* Mant., *Micraster cortestudinarium* Goldf. i „*Micraster*“ *corbovis* Forbes.

Wapienie górnego turonu leżą niejednokrotnie bezpośrednio na utworach cenomańskich, a miejscami (np. rzeka Uruch) — nawet wprost na warstwach dolnokredowych. W zachodniej części północnego zbocza Kaukazu (na W od doliny Chokodzi) nie ma zupełnie górnego cenomanu.

Utwory *koniaku*, zazwyczaj ściśle związane z utworami górnoturona, reprezentowane są również przez białe, różowe i czerwone wapienie z nielicznymi przewarstwieniami margli, o łącznej miąższości dochodzącej do 70—80 m. W dolnej części tych osadów zawarty jest charakterystyczny zespół fauny: *Inoceramus wandereri* And., *I. deformis* Meek, *I. koeneni* Müll., *Echinocorys gravesi* Desor, *Infulaster hagenovi*, a prócz tego rzadko występujący *Micraster cortestudinarium* Goldf. Najbardziej charakterystyczną formą górnego koniaku jest *Inoceramus involutus* Sow.

Górnego podpiętra koniaku brak jest prawdopodobnie między rzekami Kadachczżyn (dopływ Tereku) i Uruch, oraz między rzekami Chodź i Chokodź. Na W od rzeki Chokodź utworów koniaku brak jest zupełnie.

W wierceniach, które napotkały górną kredę na Podkaukaziu, osady koniackie trudno jest oddzielić od turońskich. Mają one tutaj powszechne rozprzestrzenienie, choć nie we wszystkich miejscach koniak

został stwierdzony paleontologicznie. Utwory turonu i koniaku reprezentowane są tutaj przez dość czyste wapienie z przewarstwieniami margli, a rzadziej iłów wapnistych. Wyróżniają się tylko osady rejonu Bielaja Glina (na E od jez. Manycz — por. fig. 1), składające się z margli ilastych z przewarstwieniami mułowców i wapieni o ogólnej miąższości dochodzącej do 170 m. Pewne wzbogacenie osadów węglanowych w drobny materiał terrygeniczny zostało zaobserwowane w wierceniach w Rasszewackiej, Radykowskiej, Ipatowskiej i w Salskich (fig. 1).

Santon został oddzielony od niższych pięter na podstawie pojawienia się następujących form: *Inoceramus undulato-plicatus* Roem., *I. cardissoides* Goldf., *Conulus albogalerus* Klein, *Paramicraster heberti* (Lacv.), *Echinocorys turritus* Lamb. Dla górnej części dolnego santonu są charakterystyczne: *Inoceramus cordiformis* Sow., *I. boehmi* Müll. i pierwsze formy *Micraster rostratus* Mant. W leżących wyżej warstwach, zaliczanych do górnego santonu są obecne *Micraster rostratus* Mant., *Echinocorys turritus* Lamb., *Paronaster cupuliformis* Airaghi, *Inoceramus haenleini* Müll., oraz stosunkowo rzadkie na Północnym Kaukazie *Marsupites testudinarius* Schloth. i *Uintacrinus socialis* Grinnel.

Na dużych obszarach północnego zbocza Kaukazu do santonu należą białe i różowe wapienie z przewarstwieniami margli o łącznej miąższości 100–120 m. W południowym skrzydle synkliny ansałyńskiej (Nr 25) i w Północnej Osetii (Nr 33 i 35) osady tego piętra podległy podmorskim ruchom osuwiskowym. Na W od doliny rzeki Chodź utworów santonu brak jest zapewne zupełnie, natomiast w profilach wierceń trudno jest je oddzielić od utworów kampańskich.

W rozpoziomowaniu kampanu duże znaczenie mają formy z rodzaju *Micraster* i inne jeżowce. Najniższe poziomy tego piętra są scharakteryzowane przez: *Micraster schroederi* Stoll., *Offaster pomeli* Mun.-Chalm., *Inoceramus azerbaydżanensis* Aliev., *Eupachydiscus launayi* (Gross.). Wyżej można wydzielić warstwy z *Micraster coravium* Posl., *Seunaster gillieroni* (Lor.), *Offaster pilula* Lam., *Galeola senonensis* d'Orb., *Hauericeras pseudogardeni* Schlüt., i z pierwszymi *Pseudoffaster caucasicus* Dru.

W górnym kampanie zjawiają się *Micraster brongniarti* Hebert w zespole z *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Inoceramus balticus* Boehm, *Bostrychoceras polyplocum* Roem., *Pachydiscus koeneni* Gross., a w wyższym poziomie — *Micraster grimmensis* Nietsch. Ten ostatni gatunek na Północnym Kaukazie występuje razem z *Ornithaster alaplensis* (Lamb.), *Bostrychoceras schloenbachi* Favre, *Belemnitella mucronata senior* Now. i *B. langei* Schatsk.

Osady kampanu cechuje nieco większa zmienność składu litologicznego. Są to zazwyczaj białe, jasnoszare i czerwone wapienie z przewarstwieniami margli, których ogólna miąższość dochodzi do 350–400 m.

W synklinie akuszyńskiej (Nr 12 i 13), na S od rzeki Rubas-Czaj (Nr 3) i na lewym brzegu Podkumki (rzeka Bugunta — Nr 43) górne poziomy kampanu reprezentowane są przez piaszczyste wapienie, przechodzące w wapniste, glaukonitowe piaskowce, miejscami o uwarstwieniu przekątnym. W dolinie rzeki Cmur-Czaj (Południowy Dagestan) piaskowce te leżą na rozmytej powierzchni utworów santonńskich i kampańskich. W przekrojach dolin rzek Ansałta, Kadachczzyn i Fiag-Don (Nr 33) w utworach dolnego kampanu można zauważyć silne zaburzenia w wyniku podmorskich osuwisk. Na W od rzeki Chodź osady kampańskie są rozwinięte w bardzo niepełny sposób i zachowały się tylko w nielicznych miejscach. Na dziale wód rzek Kurdzipsa i Przecha (miejscowość Samurskaja — Nr 58) do kampanu należą wapienie z wielkimi blokami dolnokredowych piaskowców i ilów piaszczystych. W dolinie rzeki Przysz (Nr 59) i na W od niej kampan reprezentuje gruby kompleks cyklicznie powtarzających się piaskowców wapnistych, margli i wapieni.

Na Nizinie Podkaukaskiej utwory santonu i kampanu występują w praktyce wszędzie, lecz w większości wierceń granice tych pięter mogą być poprowadzone tylko umownie.

Osady *mastrychtu* leżą z reguły zupełnie zgodnie na utworach kampanu i mają podobny skład litologiczny. Na podstawie skamieniałości można je rozdzielić na dwie części. W dolnej części występują: *Discoscaphites constrictus* Sow., *Diplomoceras cylindraceum* Defr., *Paramicraster cipliensis* (Lamb.), *Stegaster chalmasi* Seunes i bardzo rzadka *Belemnella lanceolata* Schloth. W górnej części wraz z *Discoscaphites constrictus* występują: *Pachydiscus neubergicus* Hauer, *Pseudophyllites indra* Forbes, *Inoceramus tegulatus* Hag., *Seunaster lamberti* Charles, *Cyclaster integer* Seunes, rzadka *Belemnella arkhangeliskii* Naid. i inne.

Do *mastrychtu* należą przeważnie wapienie z przewarstwieniami margli, które miejscami zastąpione są przez wapniste, glaukonitowe piaskowce. Utwory te są bardzo szeroko rozprzestrzenione na północnym zboczu Kaukazu, gdzie ich miąższość dochodzi do 450-500 m. Na zachodzie, między rzekami Chodź i Przecha utwory te mają niewielką miąższość i zachowały się tylko w nielicznych miejscach. Na W od Przechy do *mastrychtu* należy górna część węglanowego fliszu. W wielu miejscach w Górskim Dagestanie i w Osetii Północnej osady *mastrychtu* zostały zaburzone przez osuwiska podmorskie. Szczególnie intensywne nasilenie zjawiska te miały w synklinie ansałyńskiej (Nr 25), gdzie osady *mastrychtu* składają się z ogromnych bloków wapieni koniackich, santonńskich i kampańskich.

Utwory *mastrychtu* są szeroko rozprzestrzenione również i na nizinnej części Podkaukazia, za wyjątkiem sklepień fałdów Berezańskiej, Czelbasskiej i Kaniowskiej, Wyżyny Stawropolskiej, wyniesienia buzgińskiego i rejonu Promysłowej. Na północy i północnym zachodzie Pod-

kaukazia do masyfów należą margle, iły wapieniste i mułowce, a na obszarach południowych i na wschodzie przeważają wapienie.

Dolna granica danu może być zazwyczaj łatwo ustalona na tej podstawie, że zanikają amonity, belemnity i inoceramy, a zmienia się również skład planktonicznych otwornic i jeżowców. Występowanie jeżowców w profilu pionowym pozwala na podział osadów danu na trzy części. Dla części dolnej są charakterystyczne *Cyclaster danicus* Schlüt., *Echinocorys edhemi* Boehm, *Protobrissus canaliculatus* (Cotteau) i *Galeaster minor* Posl. Spotyka się tu także *Hercoglossa danica* Schloth., *Teichertia tamulicus* Kossm. i inne. W leżących wyżej warstwach występują: *Cyclaster gindreii* (Seunes), *Echinocorys sulcatus* Goldf., *E. obliquus* Ravn., *E. pyrenaicus* Seunes, *Protobrissus depressus* (Kongiel), *Galeaster carinatus* Ravn. i rzadka *Hercoglossa danica*. W najwyższych warstwach spotyka się nieliczne formy *Protobrissus tercensis* (Cotteau), *Coraster ansaltensis* Posl. i *Echinocorys pyrenaicus* Seunes. W osadach tych bardzo liczna jest *Globigerina inconstans* Subb.

Ten podział danu jest najbardziej wyraźny w Dagestanie, gdzie w nadległych osadach z *Globorotalia angulata* White także spotyka się jeżowce *Ornithaster marsooi* (Seunes), *Galeaster dagestanensis* Posl., *Echinocorys* sp.n., *Garumnaster* sp. W przyjętych dla Kaukazu podziałach stratygraficznych wymienione ostatnio osady przydziela się do paleocenu, a górną granicę danu kładzie się bezpośrednio poniżej warstwy z *Globorotalia angulata*.

W Dagestanie i w Czarnych Górach osady danu składają się głównie z wapieni, których miąższość w niektórych odsłonięciach (rzeka Bass — Nr 26) sięga 200 m. W południowym skrzydle synkliny ansałytyńskiej środkowa część tego kompleksu składa się z nagromadzeń ogromnych bloków koniackich, santonńskich, kampańskich i masyfowych wapieni. Na środkowym Podkaukaziu do danu należy dolna część margli serii elburgańskiej, w spągu których znajduje się niegruba warstwa wapienia z *Echinocorys edhemi* Boehm, *Coraster sphaericus* Seunes i inne. Na północnym zboczu Kaukazu między Łabą i Chokodzią osady danu zachowały się tylko w niektórych miejscach. Są to wapieniste piaszkowce glaukonitowe i piaszczyste wapienie organo-detrytyczne, leżące transgresywnie na podłożu.

Na Wyżynie Stawropolskiej i na sąsiednich obszarach Podkaukazia na różnych warstwach górnej kredy leży gruba seria piaszczysto-ilasta, której wiek zazwyczaj określa się jako paleocen-eocen. Można przypuszczać, że dolna część tej serii należy jeszcze do danu.

Na całej przestrzeni występowania osadów górnokredowych na północnym Kaukazie i na Podkaukaziu można wyróżnić określone wy-

rażne różnice w profilach na poszczególnych obszarach. Te różnice mówią o zróżnicowaniu warunków tworzenia się osadów górnokredowych. Opierając się na takich cechach, jak brak lub obecność luk stratygraficznych, zmiany miąższości, obecność struktur osuwiskowych lub obrywowych, rodzaje warstwowania i zmienność facjalna osadów, można wydzielić następujące typy (por. fig. 2, 3 i 4).

1. *Typ szachdagski*. — Przedstawiają go przekroje Szach-Dagu i Kyzyl-kaju na granicy Dagestanu i Azerbejdżanu, na S od rozpatrywanego terenu (Chain & Sardanov 1957). Typ ten cechuje obecność luk stratygraficznych — obecne są tylko osady kampanu i mastrychtu o miąższości 200-300 m, duża zmienność facjalna margli, wapieni z wkładkami ilów oraz piaskowców wapnistych, wkładki czerwonych osadów oraz ławic brekcji i zlepieńców, miejscami składających się z ogromnych bloków skał jurajskich i dolnokredowych, a ponadto zaburzenia osuwiskowe i obrywowe oraz różnorodny sposób osadzania się na urozmaiconym reliefie podłoża. Osady powstawały tutaj w pobliżu silnie wynoszonych obszarów kordyliier.

Dalej na zachód osadów tego typu brak, lecz można przypuszczać, że podobne warunki panowały również i tam w osiowej części głównego grzbietu Kaukazu.

2. *Typ dagestański*. — W typowym rozwoju występuje w Dagestanie. Charakteryzuje go pełny profil, brak luk stratygraficznych oraz wykształcenie wapienne. W południowej strefie występowania tego typu wapienie górnego kampanu, mastrychtu i danu mają domieszkę materiału piaszczystego, a w spągu dolnego kampanu i danu istnieją niewielkie luki stratygraficzne. Ogólna miąższość osadów tego typu jest bardzo zmienna i waha się od 180 do 1300 m. W strefie największych zmian miąższości liczne są struktury osuwiskowe, które świadczą o zarysowywaniu się już, począwszy od santonu, na tym obszarze stref względnych wyniesień i pograżeń.

3. *Typ adygejski*. — W typowy sposób jest on wykształcony w odślonięciach między rzekami Chodź i Przecha, a wierceniach rejonu Majkopu (fig. 2). Cechuje go przerywane występowanie i niepełny rozwój osadów górnokredowych, obecność licznych luk stratygraficznych i transgresja osadów poszczególnych pozicjów. Ogólna miąższość górnej kredy nie dochodzi tutaj do 50 m.

4. *Typ przysko-ubiński*. — Znany jest z wąskiego pasa leżącego na W od rzeki Przysz (fig. 2). Na profil tego typu składają się tylko osady kampanu, mastrychtu i być może danu, w zachodniej części wykształcone w postaci węglanowego fliszu o miąższości dochodzącej do 900 m.

5. *Typ gładkowski.* — Typ ten został wyróżniony przez Prokopenko w rejonie gładkowskim na zachodnim krańcu głównego grzbietu Kaukazu i graniczy od północy z typem przysko-ubińskim, a od południa z węglanowym fliszem południowego zbiornika. Charakteryzuje go niewielka miąższość (30-50 m) kredowatych wapieni i margli, należących zapewne tylko do kampanu i mastrychtu.

6. *Typ podkaukaski.* — Typ ten znany jest z całej rozległej Niziny Podkaukaskiej, a także z monokliny środkowego Podkaukazia między Łabą i Czerekiem. Cechuje go wapienne wykształcenie, pełne profile, niewielka zmienność miąższości (maks. 150-700 m) oraz brak struktur osuwiskowych. Opierając się na zmianach miąższości, można wyróżnić istniejące wówczas na tym obszarze wyniesienia i pogrążające się baseny (fig. 3 i 4, tabl. I). Na N od Wyżyny Stawropolskiej (fig. 2) znajduje się obszar, gdzie osady wapienne wykazują znaczną domieszkę materiału terrygenicznego w postaci ilów i mułów.

7. *Typ stawropolski.* — Typ ten występuje na Wyżynie Stawropolskiej (fig. 2). Cechują go małe miąższości górnej kredy, a w najbardziej wyniesionej części — ścinanie górnej połowy profilu (do santonu włącznie) przez transgresywne utwory dolnego paleocenu i, być może, także danu (fig. 4). Utwory te mają tu znaczną miąższość (do 420 m) i wykształcone są w postaci piaskowców i mułowców.

Analogiczne warunki istniały również w Rejonie Mineralowodzkim koło miejscowości Jessentuki (fig. 2 i 4), gdzie rozmyciu w danie podległy zupełnie utwory mastrychtu.

Można wyrazić przypuszczenie, że podkaukaski typ profilu górnej kredy powstał na platformie epihercyńskiej. Jej wyniesione części cechuje z kolei typ stawropolski. Natomiast brzeżnej, bardziej ruchliwej części platformy odpowiada typ dagestański i adygejski, przy czym pierwszy powstał w warunkach ogólnego zanurzania, a drugi — w warunkach względnego wynoszenia (fig. 3). Południowy rów fliszowy był już częścią geosynkliny kaukaskiej. Typ przysko-ubiński był związany z rowem, założonym pod koniec santonu lub na początku kampanu na granicy platformy i geosynkliny. I wreszcie typy szachdagski i gładkowski (fig. 3) tworzyły się w strefach wyniesień (kordylier) w brzeżnej części geosynkliny.

Mapy zmian miąższości, zestawione dla pewnych grup pięter górnej kredy (tabl. I) w poglądowy sposób obrazują różnice wykształcenia i rozprzestrzenienie wyróżnionych typów. Opierając się na nich, można pokusić się o próbę określenia ewolucji warunków w okresie górnej kredy na omawianym obszarze.

Przedstawiając tę kwestię w bardzo uproszczony sposób, można stwierdzić, że od cenomanu do mastrychtu włącznie (tabl. I A i B) istniał dość jednolity charakter ruchów zanurzających i wypiętrzających, który doprowadził do powstania szeregu wypiętrzeń, na których osadzały się osady o zredukowanej miąższości, oraz do powstania depresji o dużych miąższościach osadów. Kierunek tych struktur był wówczas wyraźnie równoleżnikowy.

Zupełna przebudowa tego planu zaszła w danie i dolnym paleocenie (tabl. I C). Tak np. na miejscu dotychczasowego stawropolskiego wyniesienia powstał wówczas rów (fig. 4), w którym osadziła się gruba seria utworów piaszczysto-ilastych. Kierunki tych nowych struktur są głównie południkowe.

Uniwersytet Moskiewski
Moskwa, styczeń 1961

M. M. MOSKVIN

UPPER CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE NORTH CAUCASUS AND SUBCAUCASIA

(Summary)

ABSTRACT: Upper Cretaceous deposits observable in outcrops on the northern slopes of the Caucasus, or pierced by boreholes in Subcaucasia, are described. Evidence is reported which is used in a detailed biostratigraphic division of Upper Cretaceous strata within that area. Seven facial types are differentiated. They are based on the presence or absence of stratigraphic gaps, thickness variability, occurrence of submarine slumping, facial variability of sediments, and other features. An analysis is made of the paleogeographic and tectonic conditions that prevailed during Upper Cretaceous time in North Caucasus and Subcaucasia.

Upper Cretaceous sediments are widespread within the North Caucasus Mts. and Subcaucasia. On the northern slopes of the Caucasian range they are developed as limestones, marls and calcareous sandstones whose total thickness grades from some tens up to 1,000 and even 1,200 metres. Upper Cretaceous outcrops occur in an unbroken belt from the valley of the Tsmour Chay stream in southern Dagestan (No. 1 in fig. 1) to the Khodz stream, a tributary of the Laba (No. 52). Within this area they form a narrow zone, roughly parallel to the Caucasus chain. At two points, however, near Kislovodsk and in the top of the so called Dagestan wedge at the Khadoun dome (No. 18), they sharply

turn to the SE (comp. fig. 1). Such changes of trend, connected with the recent geology of the North Caucasus, cause that the outcrop belt transverses zones which differ in geological profiles. Consequentially this facilitates investigations of the facial development and differentiation of the Upper Cretaceous sediments, thus largely making up for the limited area and the linear course of natural exposures. Within Dagestan the Upper Cretaceous outcrop area is considerably larger. In that region not only Subcaucasia but also many synclines in the mountains are built up of rocks of that age.

West of the Khodz stream the development of Upper Cretaceous deposits is very incomplete. They have persisted only in some few isolated places. Between the valleys of the Pshekha and Pshish streams (No. 59) platy limestones, interbedded with marls that are so characteristic of the N Caucasus, are replaced by a thick carbonate Flysch series showing cyclic bedding.

In Dagestan, S of the Tsmour-Chay stream, Upper Cretaceous rocks are truncated by Pliocene sediments that overlie them transgressively. They do not re-appear before the Shakhdag valley near the Azerbaidzhan frontier. The Upper Cretaceous section from the high-mountain area, approached with great difficulty, differs markedly from the section from N Caucasus.

In Subcaucasia the Upper Cretaceous deposits are pierced by numerous boreholes. In southern Subcaucasia which is adjacent to the belt of natural outcrops, the lithologic composition of the deposits here considered does not much vary. In the N, and particularly in the NW, the amount of terrigenous material increases considerably. Important differences have been observed in boreholes within the Stavropol Highland. There is a thick series of sandy-clayey deposits, Danian and Paleocene in age, that rests on the outwashed surface of Upper Cretaceous deposits from different horizons.

Every stage of the Upper Cretaceous has been distinguished within the assemblage of beds of this age from the N Caucasus; moreover, each of them, the Danian excepted, has been divided into two sub-stages (comp. chart 1). Only some of the stages have been zoned into horizons.

Over the greater portion of the area under consideration, the base of Upper Cretaceous deposits consists of dark Upper Albian clays, bearing abundant remains of *Pervinqueria inflata* (Sow.), *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow. etc. A stratigraphic discordance has been observed on the Lower-Upper Cretaceous boundary in the Ullu-Chay valley, (No. 5), on the Eldam dome (No. 10), on the elevations of the eastern Dagestan anticline, in the valley of the Ardon (No. 34) and Uruk (No. 34) streams, and in some exposures on the

left bank of the Laba. In Subcaucasia signs of a stratigraphic gap have been observed on the Kaniov-Chelbass elevation, the Stavropol Highland and the Trans-Terek plain (fig. 1).

Cenomanian deposits are widespread over the northern slopes of the Caucasus. They are represented by marly limestones, marls and glauconitic calcareous sandstones, whose total thickness ranges from a fraction of one metre to 100-120 m. Two faunal substages may be distinguished within the complete sections of the Cenomanian. The lower substage contains *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Schloenbachia varians* (Sow.), *Inoceramus scalprum* Boehm, *I. crippsi* Mant. etc., the upper substage, besides the inocerams just mentioned also yields *Inoceramus tenuis* Mant., *I. pictus* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Turrilites costatus* Lam. and others. On the northern side of the Caucasus deposits of the upper Cenomanian substage have locally been outwashed during pre-Turonian time. This substage is altogether absent from some sections (valleys of the streams Ardon, Urukh, Fars, Belaya and others). It is also missing from throughout the Upper Cretaceous outcrop belt, west of the Khokodz stream (No. 57).

Cenomanian sediments have a wide distribution over the northern and western portions of Subcaucasia. In the west they are represented chiefly by limestones with interbeddings of calcareous clays and sandstones. Their total thickness ranges from 40 to 60 metres. A distinct reduction of the thickness of Cenomanian deposits is observable only on the slopes of the Kaniov and Chelbass elevations (table I A). Farther east argillaceous marls, calcareous muds and clays predominate in Cenomanian deposits. Their maximum thickness (100-110 m.) is reached in a borehole at Pyeschankopskaya (figs. 1 & 2). In the Trans-Terek plain Cenomanian calcareous silts, clays and marls, do not attain any considerable thickness and their occurrence is probably sporadic.

Over most of the North Caucasus the Turonian is confined to the upper substage. Only a 6-12 m. thick series of glauconitic sands and sandy marls may be assigned to the lower Turonian. It contains *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. hercynicus* Petr. etc., observable in outcrops that are encountered between the Nalchik and the Laba streams. The Lower Turonian is probably also present in Dagestan and in the adjacent autonomous Chechen-Ingush republic (the Ansolta (No. 25) and the Argun (No. 27) streams), where continuity of sedimentation has been noted between the Cenomanian and the Turonian.

The overlying white, pink and red limestones, with thin marl interbeddings, have a maximum thickness of 100-120 m. The fossils they yield are already characteristic of the upper Turonian. *Inoceramus apicalis* Woods, *I. woodsi* Boehm, *Conulus subrotundus* Mant., *Echinocorys sphaericus* Schlut., *Cordiaster peroni* Lamb. and *Lewesiceras peramplum*

(Mant.) occur within the lower limestone beds, while *Inoceramus lamarcki* Park., *Conulus subconicus* d'Orb., *Holaster planus* Mant., *Micraster cortestudinarium* Goldf., „*Micraster*“ *corbovis* Forbes have been found in the lower limestone beds.

Upper Turonian limestones often rest directly on Cenomanian sediments, locally (e. g. on the Uruk stream) even on those of Lower Cretaceous age. Upper Cenomanian rocks are not present at all in the western part of the N Caucasus slope (west of the Khokodz stream valley).

Coniacian deposits which, as a rule, occur in close association with upper Turonian rocks, are also represented by white, pink and red limestones, containing a few marl interbeddings. Their total thickness is up to 70-80 m. The lower beds of these deposits yield a characteristic faunal assemblage. It consists of *Inoceramus wandereri* And., *I. deformis* Meek, *I. koeneni* Müll., *Echinocorys gravesi* Desor, *Infulaster hagenovi* d'Orb., and, moreover, the rare *Micraster cortestudinarium* Goldf. *Inoceramus involutus* Sow. is the index form of the Upper Coniacian.

The upper Coniacian substage is probably missing in the area enclosed by the Kadakhchin (catchment area of the Terek) and the Uruk streams, and in that between the Khodz and Khokodz streams. West of the Khokodz stream the Coniacian is altogether absent.

In boreholes of Subcaucasia which have reached Upper Cretaceous deposits it is rather difficult to distinguish rocks of Coniacian age from those of the Turonian. They are quite common here though palaeontological evidence is not always available to identify Coniacian sediments. Turonian and Coniacian rocks are represented by nearly pure limestones which are interbedded by marls, sometimes by calcareous clays. Clearly distinct are only the deposits in the Belaya Glina area (E of lake Manych, comp. fig. 1), which consist of argillaceous marls with interbeddings of siltstones and limestones. Their total thickness is up to 170 m. Enrichment of the carbonate deposits in fine terrigenous material has been observed in boreholes Rasshevatskaya, Radykovskaya, Ipatovskaya and Salskye (fig. 1).

In the lower stages the Santonian can be distinguished on the presence of: *Inoceramus undulatopectatus* Roem., *I. cardissoides* Goldf., *Conulus albogalerus* Klein, *Paramicraster heberti* (Lacv.), *Echinocorys turritus* Lamb., while *Inoceramus cordiformis* Sow., *I. boehmi* Müll. and the earliest forms of *Micraster rostratus* Mant. are characteristic for the higher Lower Santonian beds. *Micraster rostratus* Mant., *Echinocorys turritus* Lamb., *Paronaster cupuliformis* Airaghi, *Inoceramus haenleini* Müll., also *Marsupites testudinarius* Schloth. and *Uintacrinus socialis* Grinnel, occur in the higher beds which have been referred to the Santonian. The two last named forms are relatively rare within N Caucasus.

Over large expanses of the N Caucasian slope Santonian strata contain white and pink limestones, interbedded by marls. Their total thickness reaches 100-120 m. In the southern limb of the Ansaltinsk syncline (No. 25) and in northern Ossetia (Nos. 33 and 35) the deposits of this substage have been disturbed by submarine slumps. West of the Khodz stream Santonian sediments are probably completely absent, while in borehole profiles it is difficult to distinguish them from Campanian deposits.

Representatives of the genus *Micraster* and other echinoids are most useful in the zonation of Campanian strata. The lowermost horizons of this stage are characterized by *Micraster schroederi* Stoll., *Offaster pomeli* Mun.-Chalm., *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev. and *Eupachydiscus launayi* (Gross.). Higher up it is possible to distinguish beds that contain *Micraster coravium* Posl., *Seunaster gillieron* (Lor.), *Offaster pilula* Lam., *Galeola senonensis* d'Orb., *Hauericeras pseudogardeni* Schlot. and the earliest forms of *Pseudoffaster caucasicus* Dru.

Micraster brongniarti Hebert makes its appearance in the Upper Campanian in an assemblage that consists of *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Inoceramus balticus* Boehm, *Bostrychoceras polyplacum* Roem. and *Pachydiscus koeneni* Gross., while *Micraster grimmensis* Nietsch appears in a higher horizon. In N Caucasus the last named species occurs together with *Ornithaster alaplensis* (Lamb.), *Bostrychoceras schloenbachi* Favre, *Belemnitella mucronata senior* Now. and *B. langei* Schats.

Campanian deposits display slightly stronger lithological variability. They are represented most commonly by white, light-grey and reddish limestones, interbedded by marls. Their total thickness attains 350-400 m. In the Akushinsk syncline (Nos. 12-13) south of the Roubass-Chay stream (No. 3), and on the left bank of Podkumka stream (Bogunta No. 43), the upper horizons of the Campanian are represented by sandy limestones which grade into calcareous glauconitic sandstones, locally diagonally bedded. In the valley of the Tsmur-Chay stream (southern Dagestan) these sandstones rest on the outwashed surface of Santonian and Campanian deposits. In sections from valleys of the Ansalta, Kadakhchin and Flag-Don streams (No. 33) it is observable that the Lower Campanian rocks have been strongly disturbed by submarine slumpings. West of the Khodz stream Campanian sediments are incompletely developed and persist only in very few places. On the watershed of the Kurdjipsa and Pshekha streams (locality Samurskaya — No. 58) the Campanian is represented by limestones that contain huge blocks of Lower Cretaceous sandstones and sandy clays. In the valley of the Pshish stream (No. 59) and W of it the Campanian is represented by thick cyclic beds of calcareous sandstones, marls and limestones.

In Subcaucasia the Santonian and Campanian sediments are actually ubiquitous, but in most boreholes the boundaries of these stages may be only conventionally determined.

Maestrichtian deposits as a rule rest quite conformably on Campanian sediments and they have a similar lithological composition. On the basis of fossil remains they may be divided into two parts. The lower part yields *Discoscaphites constrictus* Sow., *Diplomoceras cylindraceum* Defr., *Paramicraster cipliensis* (Lamb.), *Stegaster chalmasi* Seunes and the extremely rare *Belemnella lanceolata* Schloth. The upper part, along with *Discoscaphites constrictus*, contains *Pachydiscus neubergicus* Hauer, *Pseudophyllites indra* Forbes, *Inoceramus tegulatus* Hag., *Seunaster lamberti* Carles, *Cyclaster integer* Seunes, the rare *Belemnella arkhangeliskii* Naid. and other forms.

The *Maestrichtian* is represented mainly by limestones which are interbedded by marls and locally replaced by calcareous, glauconitic sandstones. These deposits are widespread on the northern slope of the Caucasus where they reach a thickness of up to 450-500 m. In the west, between the Khodz and Pshekha streams, they are rather thin and have been preserved only in very few places. West of the Pshekha stream the upper part of the carbonate Flysch beds are *Maestrichtian*. At many places in Dagestan Highland and in northern Ossetia *Maestrichtian* deposits have been disturbed by submarine slumpings. In the Ansaltinsk syncline (No. 25) where *Maestrichtian* deposits consist of huge limestone blocks of Coniacian, Santonian and Campanian age, these events were particularly intense.

Maestrichtian rocks are likewise widespread over the lowlying part of Subcaucasia, except in the tops of folds of Berezhanskaya, Chelbasskaya and Kaniyovskaya, in the Stavropol Highland, the Buzghinsk elevation and the Promyslovaya area. In the N and NW parts of Subcaucasia, marls, calcareous clays and siltstones represent *Maestrichtian* deposits, while limestones predominate in the south and east.

The lower boundary of the *Danian* is readily distinguishable on the disappearance of ammonites, belemnites and inocerams, and on changes which occur in the composition of planktonic foraminifers and echinoids. On the presence in the vertical section of echinoids *Danian* deposits may be divided into three zones. Forms characterizing the lower zone are: *Cyclaster danicus* Schlüt., *Echinocorys edhemi* Boehm, *Protobrissus canaliculatus* (Cotteau) and *Galeaster minor* Posl. Other forms here encountered are *Hercoglossa danica* Schloth., *Teichertia tamulicus* Kossm. etc. *Cyclaster gindreii* (Seunes), *Echinocorys sulcatus* Goldf. *E. obliquus* Ravn., *E. pyrenaicus* Seunes, *Protobrissus depressus* (Kongiel), *Galeaster carinatus* Ravn. and the rare *Hercoglossa danica* occur in higher beds. Few forms of *Protobrissus tercensis* (Cotteau), *Coraster*

ansaltensis Posl. and *Echinocorys pyrenaicus* Seunes are sporadically encountered in the uppermost strata. *Globigerina inconstans* Subb. is very abundant in these deposits.

This subdivision of the Danian is most distinct in Dagestan. There the echinoids *Ornithaster marsooi* (Seunes), *Galeaster dagestanensis* Posl., *Echinocorys* sp. n. and *Garumnaster* sp. are encountered in the overlying deposits that contain *Globorotalia angulata* White. In the stratigraphic division accepted for the Caucasus the deposits just mentioned are ascribed to the Paleocene while the upper Danian boundary is fixed directly below beds that contain *Globorotalia angulata*.

In Dagestan and the Chernyye Gory Danian sediments are made up chiefly of limestones whose thickness in some outcrops (Bass stream — No. 26) reaches 200 m. In the southern limb of the Ansaltinsk syncline the middle strata of this series are built of huge piles of limestone blocks, Coniacian, Santonian, Campanian and Maestrichtian in age. In central Subcaucasia the lower marl beds from the Elburgansk series belong to the Danian. At their base occurs a rather thin limestone layer with *Echinocorys edhemi* Boehm, *Coraster sphaericus* Seunes etc. On the northern side of the Caucasian range, between the Laba and Khokodz streams, Danian deposits have been preserved in very few places. They are represented by glauconitic sandstones and detritic fossiliferous sandy limestones that rest transgressively on the substratum.

In the Stavropol plain and the adjacent Subcaucasian area a thick sandy-clay series rests on various Upper Cretaceous beds. It is generally assigned to the Paleocene-Eocene, but the lower part probably still belongs to the Danian.

Well marked differences are readily observable in the particular profiles of that large occurrence area of Upper Cretaceous deposits in North Caucasus and Subcaucasia. They indicate the diverse conditions of the formation of Upper Cretaceous deposits. The following seven facial types (comp. figs. 2, 3, 4) may be distinguished on the base of such features as the absence or presence of stratigraphic gaps, the thickness variability, the occurrence of submarine slide and slump structures, the type of bedding, and facial differences in sediments.

1. *The Shakhdag type* is represented by the profiles from Shakhdag and Kisil-kay on the Dagestan-Azerbaijan frontier, south of the area under consideration (Chain & Sardarov 1957). This type is characterized by the presence of stratigraphic gaps — only the Campanian and the Maestrichtian strata, 200-300 m. thick, being there — strong facial variability of marls, of limestones intercalated by clays and calcareous sandstones, presence of intercalations of red-coloured deposits and layers of breccias and conglomerates that locally consist of huge blocks of Jurassic and Lower Cretaceous rocks, moreover, by submarine

slide and slump structures, and by diversified mode of deposition of sediments on variable substratum relief. Sediments here were formed in the proximity of strongly upheaved cordillera areas.

Farther west deposits of this type are missing, but most probably similar conditions also prevailed in the axial portion of the main Caucasian range.

2. *The Dagestan type.* Its most representative development occurs in Dagestan. It is characterized by a complete profile without stratigraphic gaps, and by a calcareous facies. Within the southern occurrence zone of this type of facies Upper Campanian, Maestrichtian and Danian limestones contain an admixture of sandy material, and minor stratigraphic gaps are observable in the top of the Lower Campanian and Danian. The total thickness of this type of deposits varies strongly as it ranges from 108 to 1,300 m. Slump structures abound within the zone of strongest thickness variability. They indicate that the zones of relative upheaval and subsidence were outlined within this area as early as in the Santonian.

3. *The Adyghey type.* Its representative development occurs in outcrops between the Khodz and Pshekha streams and boreholes in the Maykop region (fig. 2). It is characterized by discontinuity of occurrence and incomplete development of Upper Cretaceous deposits, numerous stratigraphic gaps and the transgressive position of sediments within the particular horizons. The total thickness of the Upper Cretaceous here is up to 50 m.

4. *The Pshish-Ubin type* is known from a narrow belt to the west of the Pshish stream (fig. 2). This type of profile consists only of Campanian, Maestrichtian and possibly Danian deposits. At the western end of this belt they are developed as carbonate Flysch, up to 900 m. thick.

5. *The Gladkov type.* This type has been distinguished by Prokopov in the Gladkov area within the western end of the main Caucasian range. In the north it borders on the Pshish-Ubin type, in the south on the carbonate Flysch of the southern basin. Its characteristic feature is the small thickness (30-50 m.) of Cretaceous limestones and marls that probably belong only to the Campanian and Maestrichtian.

6. *The Subcaucasian type* is known from the whole expanse of Subcaucasia, as well as from the monocline of Central Subcaucasia between the rivers Laba and Terek. It is distinguished by its limestone facies, complete profiles, rather weak thickness variability (maximum range 150-700 m), and the absence of slump structures. The upheaval and subsidence areas (figs. 3, 4, table I) may be differentiated on the basis of thickness variability. North of the Stavropol Highland (fig. 2) there occurs an area where calcareous deposits contain a distinctly stronger admixture of terrigenous material that consists of clays and muds.

7. *The Stavropol type* occurs within the Stavropol Highland (fig. 2). Its characteristic features are the small thicknesses of Upper Cretaceous deposits and, within its most elevated portion, the truncation of the upper half of the profile (the Santonian included) by the transgressive rocks of the Lower Paleocene, possibly also of the Danian (fig. 4). These deposits are rather thick (up to 420 m.) and they have developed as sandstones and mudstones.

Analogous conditions also occurred near Yessentuki in the Mineralovodsk Region (figs. 2 & 4), where Maestrichtian sediments were completely outwashed during the Danian.

It may reasonably be supposed that the Subcaucasian type of the Upper Cretaceous profile was formed on the epi-Hercynian platform. Its upheaved portions display the Stavropol type, while the Dagestan and the Adyghey types apparently represent the marginal, more mobile, part of the platform. The Dagestan type developed under conditions of general subsidence, the Adyghey type under conditions of relative upheaval (fig. 3). The southern Flysch basin was already a part of the Caucasian geosyncline. The Pshish-Ubin type was connected with that subsidence area which had been formed towards the close of the Campanian or the beginning of the Santonian on the boundary between the platform and the geosyncline. Finally, the Shakhdag and Gladkov types (fig. 3) were formed within the upheaved cordillera areas in the marginal portion of the geosyncline.

Maps showing the thickness variability for certain groups of Upper Cretaceous stages (table I) also illustrate differences in facial development and distribution of the particular facial types here considered. They may constitute a basis on which one might attempt to trace the evolution of environment during the Cretaceous within the area here under consideration.

A strongly simplified picture of these changes would be as follows. From the Cenomanian through the Maestrichtian (table I A, B) the upheaval and subsidence movements were of a rather uniform character. This led to the formation of a number of elevations on which sediments of reduced thickness were deposited. In turn subsidence resulted in the formation of depressions where deposits were very thick. The trend of these structures was then distinctly E-W. During the Danian and the Lower Paleocene this paleogeographic plan was fundamentally altered (table I, C). For example the Stavropol elevation of that time was replaced by a depression (fig. 4) on which was deposited a thick series of sandy-clayey sediments. The trend of those new structures was chiefly meridional.