

ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.5:551.763.3(47-13)

А.О. АНДРУХОВИЧ, А.В. ТУРОВ, Ю.А. ШАРОЙКО

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В верхнемеловом разрезе выделены геологические формации, которые объединены в несколько групп, охарактеризованы состав и строение. Сделаны выводы об этапности развития и особенностях осадконакопления позднемелового эпиконтинентального бассейна юга Русской плиты и смежных областей.

Верхнемеловые отложения занимают обширную область в пределах южной части Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит, а также в прилегающих к ним частях альпийских складчатых сооружений. Среди верхнемеловых отложений здесь резко преобладают карбонатные фации, за исключением восточной части Туранской плиты, где развиты ракушняково-глинистые толщи, которые авторами не рассматриваются.

Верхнемеловым отложениям на данной территории, их литологии, стратиграфии, особенностям строения и осадконакопления посвящены многочисленные исследования, среди которых в первую очередь следует отметить работы А.П. Павлова, А.В. Гурова, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, Г.И. Бушинского, А.А. Атабекяна, А.А. Лихачевой, С.И. Шуменко, Д.П. Найдина, Ю.П. Смирнова, А.Г. Олферьева, В.Т. Фролова.

Подход к верхнемеловым отложениям как геологическим формациям нашел отражение в работах Л.Б. Рухина, Н.М. Страхова, В.Е. Хаина, В.М. Цейслера, Н.А. Бондаренко, Н.С. Иголкиной, И.К. Королук, Н.А. Крылова, Б.П. Назаревича и других исследователей. Несмотря на значительное число опубликованных работ, формационная характеристика отложений верхнего мела до настоящего времени остается недостаточно полной и противоречивой. Большинство исследователей относит все карбонатные верхнемеловые отложения на исследуемой территории к единой мергельно-меловой формации. При этом остаются неясными различия в составе отложений в зависимости от их положения внутри крупных структур или в разных структурах, границы формаций, их особенности строения и формирования. Одни и те же толщи зачастую относятся к подразделениям разных рангов. В [12] в южной части Русской плиты выделяется песчанико-

во-глинистая опоково-глауконитовая формация сена, а в [8] последняя описана как карбонатно-кремнистая субформация.

В отечественной литературе широко распространены представления о геологических формациях, заложенные в работах Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова и развитые В.М. Цейслером [12, 13], которые выделяли формации как парагенезисы горных пород. Согласно этому подходу, формация представляет собой «устойчивую во времени и пространстве совокупность слоев парагенетически связанных горных пород, образующих геологическое тело, обособленное от смежных тел особенностями вещественного состава и строения» [13, с. 3.]. Каждая формация является частью более крупного парагенеза формаций определенного ранга. Формации, сформированные в одном осадочном бассейне и взаимосвязанные обстановками осадконакопления, существовавшими в палеобассейне, образуют бассейновые комплексы формаций [12]. Каждый бассейновый комплекс отвечает тектоно-седиментационному трансгрессивно-регрессивному мегациклу, а составляющие его формации — элементам мегацикла. В разрезах бассейновые комплексы обособлены поверхностями региональных перерывов, которые формировались при перестройке структурных планов в эпохи тектонических активизаций. В свою очередь в строении комплексов могут принимать участие несколько различных по составу и строению наборов формаций (ассоциаций), отражающих этапность развития бассейнов и зональность обстановок осадконакопления внутри него.

Верхнемеловые отложения на Русской плите и смежных с ней участках Средиземноморского пояса входят в состав мел-палеогенового (от апта или альба до палеогена) бассейнового комплекса, кото-

рый сформировался в позднеальпийском эпиконтинентальном бассейне северной окраины Тетиса. В разрезе комплекса выделяются два подкомплекса: нижний, верхнемеловой, и верхний, палеогеновый, отвечающие двум этапам формирования бассейна. Подкомплексы разделены поверхностью регионального перерыва. Нижняя часть верхнемелового подкомплекса сложена терригенными толщами апта, альба и сеномана, верхняя — меловыми и известняковыми толщами турона—маастрихта, что отражает стадийность позднемеловой трансгрессии. В разрезе палеогенового подкомплекса также выделяются две части: нижняя, палеоценовая, представленная кремнисто-глинисто-мергельными толщами, и верхняя, эоценовая, залегающая более широко, сложенная известняково-песчано-глинистыми толщами.

Рассмотрим подробнее строение верхнемелового подкомплекса. Формационная характеристика верхнемеловых отложений на юге России, Украины и западе Средней Азии составлена на основе

анализа более чем 20 разрезов, большую часть которых авторы имели возможность посмотреть лично. Эти разрезы сведены в три субширотных профиля и один субмеридиональный (рис. 1, 2). Северный субширотный профиль пересекает Польско-Литовский прогиб, Украинскую и Прикаспийскую синеклизы; средний протягивается через Причерноморскую впадину, вал Карпинского и Мангышлакское поднятие; южный — по внешней зоне альпийских складчатых сооружений. Субмеридиональный профиль пересекает их в средней части.

В верхнемеловом разрезе исследуемой территории преимущественным распространением пользуются карбонатные, кремнистые, терригенные породы и смешанные разновидности этих групп. Собственно терригенные (преимущественно песчаные) породы преобладают в сеномане Русской плиты, на западе Туранской плиты — в сеномане и нижнем туроне. В туронско-маастрихтской (на Северном Кавказе, в Предкавказье и Крыму сено-

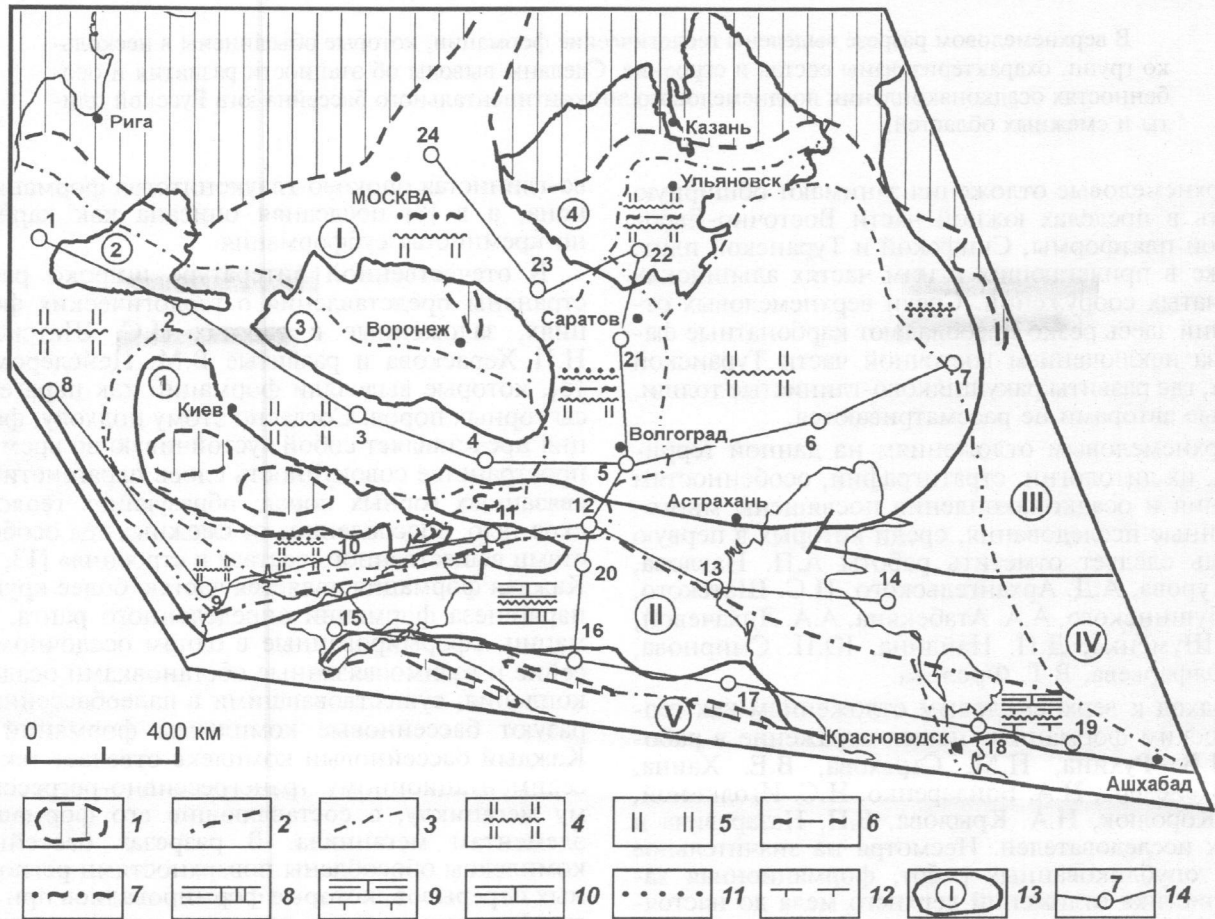


Рис. 1. Карта верхнемеловых формаций юга Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий: 1 — область размыва; 2 — граница зон развития меловых (север) и известняковых (юг) формаций; 3 — границы вертикальных формационных рядов; 4 — состав формационного ряда; 5–12 — типовые формации: 5 — писчего мела и мелоподобных известняков; 6 — опок, кремнеземистых глин и известняков; 7 — кремнеземистых песчаников и опок; 8 — мелоподобных и глинистых известняков; 9 — глинистых известняков и карбонатных глин; 10 — известняков и глинистых известняков; 11 — мелкообломочно-глинистая; 12 — карбонатных глин; 13 — границы тектонических структур: I — Восточно-Европейская платформа: 1 - Украинский щит; 2 - Белорусская антекклиза; 3 - Воронежская антекклиза; 4 - Волго-Камская антекклиза; II — Скифская плита, III — Северо-Туранская плита, IV — Южно-Туранская плита, V — Альпийская складчатая область; 14 — геологические разрезы: 1 — Польско-Литовская впадина (восток); 2 — Припятская впадина; Украинская синеклиза: 3 — центр; 4 — восток; 5 — Доно-Саратовский вал; Прикаспийская синеклиза: 6 — центр; 7 — восток; 8 — Львовская впадина; Причерноморская впадина: 9 — запад; 10 — центр; 11 — восток; вал Карпинского: 12 — запад; 13 — восток; 14 — Мангышлакское поднятие; 15 — мегантиклиналь Горного Крыма; 16 — Северокавказская моноклиналь; 17 — Известняковый Дагестан; 18 — Кубадаг-Большебалханское поднятие; 19 — Западный Копетдаг; 20 — Кумо-Манычский прогиб; Ульяновско-Саратовская впадина: 21 — юг; 22 — север; Рязано-Костромской прогиб: 23 — юг; 24 — север

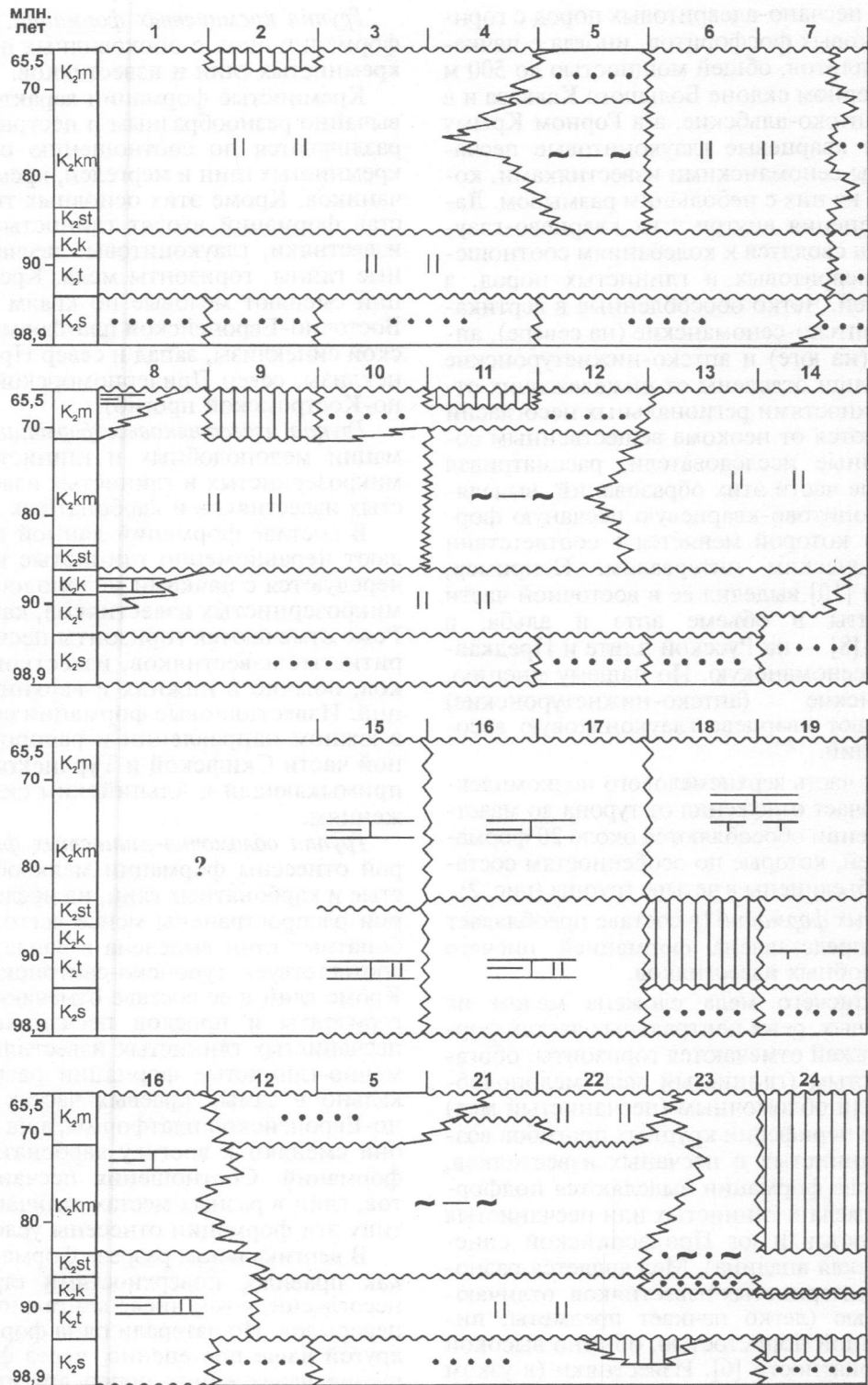


Рис. 2. Схема соотношения верхнемеловых формаций юга Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий. Усл. обознач. см. рис. 1; абсолютный возраст по [15]:

манско-маастрихтской) части разреза резко преобладают карбонатные, смешанные терригенно-карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения. Наиболее мощные однородные по составу карбонатные толщи приурочены к центральным частям крупных прогибов — Украинской и Прикаспийской синеклизам. В их краевых частях преобладают толщи смешанного состава.

Повсеместно терригенные отложения сеноманской части верхнего мела тесно связаны с близкими к ним по составу и строению терригенными отложениями апта и альба. На Русской и Скифской плитах аптско-альбские образования вместе с сеноманскими, а на западе Туранской плиты — с сеноманско-нижнетуронскими отложениями образуют единые трудно расчленяемые толщи кварцевых

глауконитовых песчано-алевритовых пород с горизонтами желваковых фосфоритов, иногда с пачками глин и аргиллитов, общей мощностью до 500 м и более. На северном склоне Большого Кавказа и в Предкавказье аптско-альбские, а в Горном Крыму верхнеальбские кварцевые глауконитовые песчаники перекрыты сеноманскими известняками, которые залегают на них с небольшим размывом. Латеральные изменения внутри этих кварцево-глауконитовых толщ сводятся к колебаниям соотношения песчано-алевритовых и глинистых пород, а также мощностей. Четко обособленные в вертикальном разрезе аптско-сеноманские (на севере), аптско-альбские (на юге) и аптско-нижнетуронские (на востоке) толщи отделены от нижележащих отложений поверхностями региональных несогласий и резко отличаются от неокома вещественным составом. Различные исследователи, рассматривая разновозрастные части этих образований, выделяют в них глауконитово-кварцевую песчаную формацию, возраст которой меняется в соответствии со стратиграфическим интервалом. Например, И.А. Назаревич [10] выделил ее в восточной части Скифской плиты в объеме апта и альба, а Т.Ю. Кривская [8] — на Русской плите и Предкавказье как альб-сеноманскую. По нашему мнению, аптско-сеноманские (аптско-нижнетуронские) толщи составляют кварцево-глауконитовую ассоциацию формаций.

Карбонатная часть верхнемелового подкомплекса обычно включает отложения от турона до маастрихта. В ее строении обособляются около 20 формационных залежей, которые по особенностям состава и строения объединены в четыре группы (рис. 2).

Группа меловых формаций (в составе преобладает писчий мел) представлена формацией писчего мела и мелоподобных известняков.

Формация писчего мела сложена мелом на 80–90%. В краевых, реже центральных частях формационных залежей отмечаются горизонты, обогащенные глинистым (глинистый мел, мелоподобные мергели) или обломочным (песчаный мел) материалом. По периферии крупных прогибов возрастает доля глинистых и песчаных известняков, местами в составе формации выделяются подформации писчего мела и глинистых или песчаных известняков (восток и юг Прикаспийской синеклизы, Припятская впадина). Мел является разновидностью мелкозернистых известняков, отличающейся мягкостью (легко пачкает предметы, пишет), значительной пористостью, обычно высокой степенью карбонатности [6]. Известняки (в узком смысле), как правило, довольно крепкие, в разной степени плотные, чистые или содержащие большую или меньшую долю глинистой (реже обломочной) примеси. Собственно писчий мел и известняки отличаются прежде всего разной степенью растворения и перекристаллизации породообразующего вещества — раковин кокколитофорид и планктонных фораминифер. Формация писчего мела и мелоподобных известняков распространена в пределах Восточно-Европейской платформы и прилегающих к ней северных частях Скифской и Туранской плит.

Группа кремнистых формаций. К ней отнесены формации опок и опоковидных песчаников; опок, кремнистых глин и известняков.

Кремнистые формации характеризуются чрезвычайно разнообразным и пестрым составом. Они различаются по соотношению опок и трепелов, кремнистых глин и мергелей, кремнеземистых песчаников. Кроме этих основных типов пород в состав формаций входят глинистые и песчаные известняки, глауконитовые песчаники, карбонатные глины, горизонты мела. Кремнистые формации сменяют меловые по краям крупных впадин Восточно-Европейской платформы (север Украинской синеклизы, запад и север Прикаспийской синеклизы, север Причерноморской впадины, Рязано-Костромской прогиб).

Группа известняковых формаций включает формации мелоподобных и глинистых известняков, микрозернистых и глинистых известняков, глинистых известняков и карбонатных глин.

В составе формаций данной группы преобладают неравномерно глинистые известняки. Они чередуются с пачками мелоподобных или чистых микрозернистых известняков, карбонатных глин. Реже отмечаются горизонты песчаных и алевритовых известняков, известковистых песчаников, обычно в нижних и верхних частях формаций. Известняковые формации сменяют меловые в южном направлении и распространены в южной части Скифской и Туранской плит в полосе, примыкающей к Альпийским складчатым сооружениям.

Группа обломочно-глинистых формаций, к которой отнесены формации мелкообломочно-глинистые и карбонатных глин, на исследуемой территории распространены менее всего. Формация карбонатных глин выделена в Западном Копетдаге и соответствует туронско-сантонским отложениям. Кроме глин в ее составе отмечаются маломощные горизонты и прослои песчаников, алевролитов, песчаных глинистых известняков. Мелкообломочно-глинистые формации распространены локально в самых краевых частях впадин Восточно-Европейской платформы, а на Туранской плите они сменяют к востоку карбонатную ассоциацию формаций. Соотношения песчаников, алевролитов, глин в разных местах отличаются, и к одному типу эти формации отнесены условно.

В вертикальном разрезе формации ограничены, как правило, поверхностями стратиграфических несогласий, в том числе длительных региональных перерывов. По латерали одна формация сменяется другой чаще постепенно, через фациальное замещение пачек одних пород другими. Ширина зон перехода от нескольких десятков до нескольких сотен километров. При этом ведущие породы одной формации (например, писчий мел или мелоподобный известняк) проникают далеко вглубь тела другой формации (например, глинистых известняков) в качестве второстепенных членов.

По строению выделяют циклические и нециклические формации. Чистые разновидности пород (мел, известняки, глины, опоки) образуют нециклические пачки массивного строения. Обогащаясь глинистой, обломочной или карбонатной примесью, они становятся циклическими тонкослоистыми. Как

правило, формации имеют направленное, в разной степени симметричное трансгрессивно-регрессивное строение. Оно подчеркивается горизонтами, обогащенными обломочным материалом, фосфоритами, красноцветностью в подошве и кровле формаций.

В формационном отношении карбонатная часть верхнемелового подкомплекса может рассматриваться в качестве карбонатной ассоциации, в составе которой преобладают формация писчего мела и мелоподобных известняков и известняковые формации.

Карбонатная ассоциация верхнемелового подкомплекса имеет отчетливое зональное строение (рис. 1). В северной зоне в составе толщ преобладает писчий мел, в южной — пелитоморфные неравномерно глинистые известняки. Формация писчего мела и мелоподобных известняков образует залежи в Украинской и Прикаспийской синеклизах, Польско-Литовском, Рязано-Костромском и Ульяновско-Саратовском прогибах, в пределах северного борта Причерноморской впадины, прилегающей к Восточно-Европейской платформе северной части Скифской плиты, а также в северо-западной части Туранской плиты (Мангышлак). Полоса распространения известняковых формаций протягивается от Крыма через Северный Кавказ и Предкавказье в Западную Туркмению. Смена меловой формации известняковыми происходит с севера на юг постепенно, но быстро по линии северный борт Причерноморской впадины—вал Карпинского—Туаркырское поднятие. В разрезах переходной зоны пачки мела и мелоподобных известняков замещаются пачками пелитоморфных чистых и глинистых известняков.

В разрезе карбонатной ассоциации верхнемелового подкомплекса выделяются две части (подассоциации), разделенные поверхностями региональных перерывов. В нижней части разреза ассоциации наибольшее распространение получила формация писчего мела и мелоподобных известняков, которая характеризуется однородным составом и выдержанностью мощностей. Остальные формации имеют подчиненное значение. Верхняя часть ассоциации отличается большим разнообразием слагающих ее формаций, а сами формации — значительной изменчивостью состава, большей долей в них обломочных пород и примесей, резкими колебаниями мощностей.

Возраст нижней и верхней частей ассоциации несколько меняется в северной и южной зонах: на Русской плите и в северной части Скифской плиты — туронско-коньякский и сантонско-маастрихтский, в Крыму, на Северном Кавказе и в прилегающих к ним территориях Скифской плиты сеноманско-нижнесантонский и верхнесантонско-маастрихтский.

В северной зоне среди туронско-коньякских формаций наибольшее распространение получила формация писчего мела и мелоподобных известняков. Она развита на всей исследуемой территории вплоть до Клиско-Дмитровской гряды [1]. На северных крыльях Украинской и Прикаспийской синеклиз формация писчего мела и мелоподобных известняков замещена кремнистыми и обломочными формациями [1, 4, 5].

В сантонско-маастрихтской части разреза формация писчего мела и мелоподобных известняков выполняет только центральные части синеклиз. Области развития кремнистых и обломочных формаций расширяются от крыльев в сторону приосевых частей прогибов. От московского региона на юг через весь Рязано-Костромской прогиб, южную часть Ульяновско-Саратовского прогиба, Дно-Саратовское поднятие к Ростовскому своду и западной части вала Карпинского протягивается широкая полоса кремнистых формаций. Они образованы чередующимися опоками, кремнистыми глинами, песчаниками и мергелями. В южном направлении породы постепенно становятся более карбонатными, стратиграфический интервал развития кремнистых пород сужается, его нижняя граница смещается вверх от сантона (Рязано-Костромской и Ульяновско-Саратовский прогибы) к кампану и маастрихту (Южный Донбасс). В северной части Ульяновско-Саратовского прогиба кремнистые пачки разделены толщами мела и мелоподобных мергелей. В южной части Ульяновско-Саратовского прогиба маастрихт сложен глинисто-песчаными толщами, а в Припятском прогибе и на севере Рязано-Костромского прогиба полностью или частично выпадает из разреза.

В южной зоне, в сеноманско-нижнесантонской части разреза, наряду с глинистыми известняками широко развиты чистые, в том числе мелоподобные и фарфоровидные разновидности [7]. Нижние горизонты, как правило, обогащены обломочным материалом. По мере приближения к палеоподнятиям (Симферопольское, Ставропольское, Карпинского и др.) происходят сокращение мощностей разрезов и выпадение из них отдельных горизонтов. Формации верхнесантонско-маастрихтской части разреза в южной зоне сложены в разной степени глинистыми известняками, мелоподобные различия в них отсутствуют. Обломочная примесь характерна для маастрихтской (особенно верхнемаастрихтской) части разрезов. Как и в формациях нижней ассоциации, с приближением к палеоподнятиям отмечены сокращение мощностей и выпадение отдельных горизонтов.

На западе Туранской плиты (Южный Туаркыр, Кубадаг, Большой и Малый Балхан) и в Западном Копетдаге карбонатная ассоциация разделяется на верхнетуронско-сантонскую и кампанско-маастрихтскую части, причем на Кубадаге и Большом Балхане верхнетуронско-сантонские отложения отсутствуют. Нижняя часть ассоциации на юго-западе Туранской плиты образована формацией карбонатных глин с пачками мергелей и глинистых известняков, верхняя, кампанско-маастрихтская, — формацией глинистых известняков и карбонатных глин. К югу мощность глинистых пачек и их доля в разрезах возрастают [3].

Общая мощность карбонатной ассоциации колеблется от 600–800 м в центральных частях прогибов до 200–400 м на их крыльях, резко возрастая в отдельных случаях (до 1000 м в Львовской мульде и в осевой части Причерноморской впадины, 1800 м в равнинном Крыму и Юго-Западной Туркмении). При этом мощности меловой и известняковых формаций близки. Мощность формаций нижней (турон-коньякской или сеноман-сантонской) час-

ти ассоциации составляет для северной зоны около 1/4, а для южной 1/3 общей мощности разреза. Мощности отдельных формаций колеблются от 50–70 до 100–150 м в нижних частях разреза и от 100–150 до 300–400 м в верхних. Повсеместно мощности возрастают в осевой части прогибов и уменьшаются на их крыльях.

Для обоих интервалов построены карты распределения мощностей отложений с использованием компьютерного моделирования (рис. 3, 4).

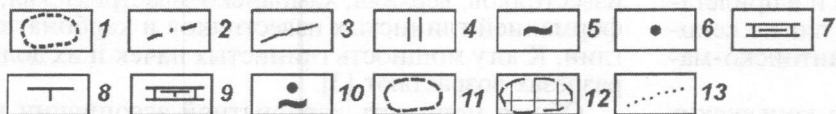
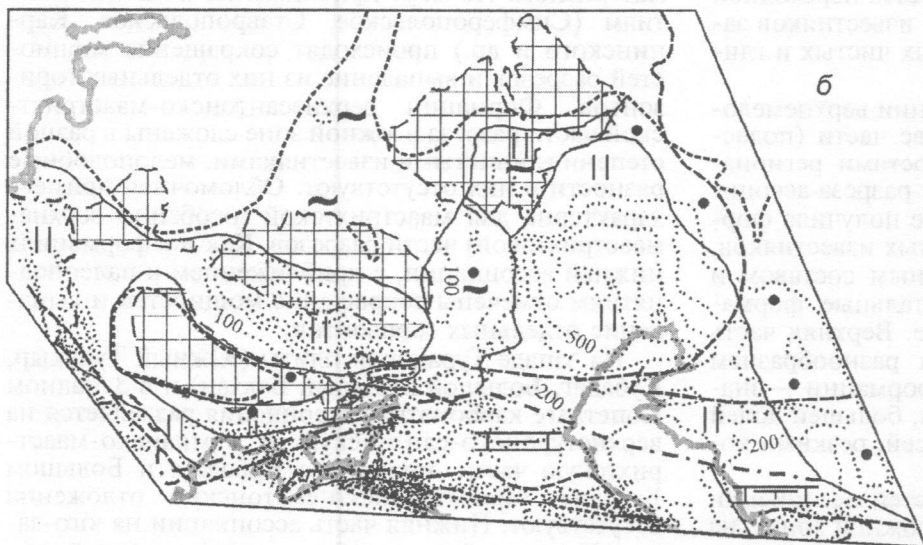
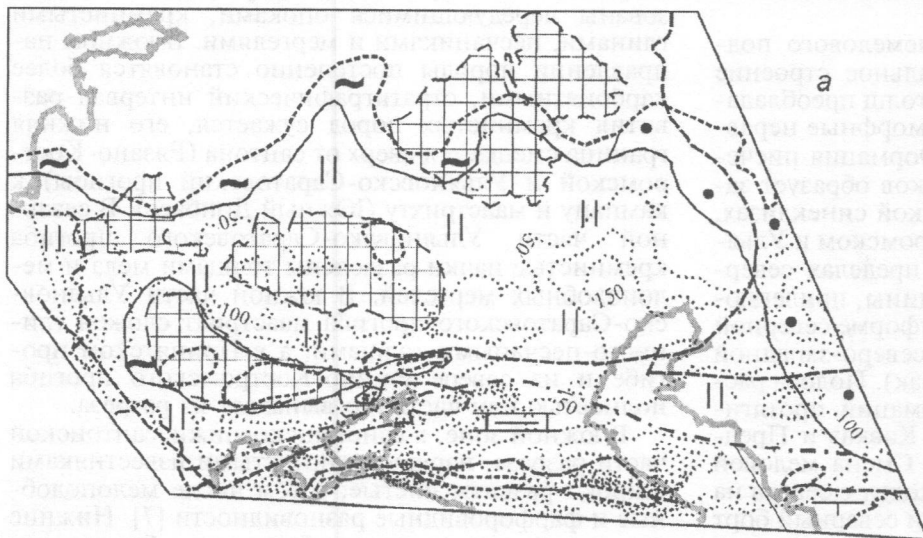


Рис. 3. Схемы мощностей верхнемеловых отложений юга Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий: а – турон-коньякский; б – сантон-маастрихтский этапы: 1 – граница области осадконакопления; 2 – граница зон развития меловых и известняковых формаций; 3 – границы вертикальных формационных рядов; 4–9 – формации и группы формаций: 4 – писчего мела и мелоподобных известняков; 5 – опоковые; 6 – мелкообломочно-глинистые; 7 – глинисто-известняковые; 8 – карбонатных глин; 9 – глинистых известняков и карбонатных глин; 10 – состав формационного ряда; 11 – границы крупнейших тектонических структур (см. рис. 1); 12 – современные структуры Восточно-Европейской платформы (см. рис. 1); 13 – изопахиты (а – через 50 м, б – через 100 м)

Анализ состава и распространения верхнемеловых формаций показал, что карбонатные отложения позднего мела на исследуемой площади формировались в эпиконтинентальном бассейне, внутри которого существовали две субширотные зоны осадконакопления. В северной зоне палеобассейна, отвечавшей территории южной части Русской плиты и примыкающих к ней участков Скифской и запада Туранской плит, накапливались отложения преимущественно формации писчего мела. В его южной зоне, занимавшей террито-

рию части Скифской и Туранской плит, примыкавших к внешним прогибам альпийской области, образовались формации, в составе которых преобладают пелитоморфные неравномерно глинистые известняки. Граница зон связана с палеотектоническим барьером, проявляющимся в резком уменьшении мощностей отложений до 100 м. Это сокращение сопровождается выпадением из разреза ряда горизонтов, увеличением в составе отложений обломочной (песчаной, алевритовой) примеси. В северной части Причерноморской впадины при переходе от области развития меловых формаций к известняковым мощность отложений резко возрастает от 300–500 до 1500–2000 м. Характерно, что граница северной и южной зон, как правило, не совпадает с границами Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит.

В туронско-маастрихтской истории палеобассейна выделяются два этапа – туронско-коньякский и сантонско-маастрихтский.

На первом этапе в северной зоне почти повсеместно происходило образование формации писчего мела и мелоподобных известняков. В северных краевых частях крупных платформенных прогибов существовали узкие зоны накопления обломочных и кремнистых формаций. На востоке Прикаспийской синеклизы в области выноса материала с южной части Уральского выступа формировались обломочные формации, а ближе к центру синеклизы – отложения подформации писчего мела и глинистых известняков. Область формирования писчего мела была чрезвычайно обширной. Достаточно отметить,

что пачки мела и мелоподобных известняков распространяются на север вплоть до московского региона, а также далеко на юг за пределы собственно северной зоны, где входят в состав известняковых формаций. Ее площадь на туронско-коньякском этапе шире, чем в сантоне—маастрихте. Распределение мощностей туронско-коньякских отложений (рис. 3, а, 4, а) относительно равномерное в пределах всей территории; несколько повышенные значения присущи центральным участкам прогибов.

На сантонско-маастрихтском этапе характер осадконакопления меняется. Площадь образования пясчег мела сокращается в первую очередь за счет расширения краевых зон отдельных прогибов, где накапливались обломочные и кремнистые толщи. В составе пород, слагающих формации пясчег мела, увеличивается доля глинистой и песчаной примесей.

В центральной части территории от Рязано-Костромского прогиба до западной части вала Карпинского формируется широкая полоса преимущественно кремнистых формаций (рис. 1). Они несут многочисленные признаки холодноводной обстановки осадконакопления (состав отложений, фаунистические комплексы, палеотемпературные особенности). Привнос холодной воды рядом исследователей [5, 12] связывается с проливом, соединявшим тетический бассейн юга Русской плиты с бореальным бассейном ее северной части и располагавшимся северо-восточнее Москвы (Ярославский, по [5]). Современные аналоги такого явления можно наблюдать в Средиземном море, где вливающийся в него через Гибралтарский пролив поток холодных атлантических вод тянется полосой у поверхности моря до Восточного Средиземноморья, т. е. на расстояние около 2000 км. При этом холодные воды Атлантики в силу своей пониженной солёности (36,3–36,5 ‰, что на 1,5–2 ‰ ниже, чем солёность вод на западе Средиземного моря на глубине 200 м) и плотности концентрируются в приповерхностном слое толщиной от нескольких десятков метров на западе Средиземного моря до 100–150 м на востоке [9]. Кокколитофориды — основные породообразующие организмы пясчег мела — обитали в поверхностных хорошо прогреваемых слоях воды, в холодных водах их количество резко уменьшалось. В то же время радиолярии и другие организмы с кремнистыми скелетами предпочитали холодные или прохладные воды, вместе с которыми они попадали через Ярославский пролив в тетический бассейн. Вследствие этого меловые толщи сменялись кремнистыми.

Максимально далеко в южном направлении кремнистые толщи распространились в кампане, что может быть связано с расширением и углублением Ярославского пролива в момент максимального развития поздне меловой трансгрессии. Кремнистые формации в полосе холодного течения имеют тонкоциклическое строение, обусловленное чередованием кремнистых глин, мергелей, опок. Оно связано, по-видимому, с неравномерной интенсивностью поступаю-

щего через Ярославский пролив потока холодной воды. В свою очередь, такая интенсивность могла определяться, с одной стороны, колебаниями климата, с другой, поздне меловыми трансгрессиями и регрессиями, отражающимися в различной ширине раскрытия пролива.

В целом северная зона на сантонско-маастрихтском этапе развития палеобассейна отличалась большим многообразием обстановок осадконакопления, чем на туронско-коньякском. Свидетельством этого являются разнообразие формационного состава, большая доля и площадь распространения обломочных пород, резкая смена мощностей отложений (рис. 3, б, 4, б). Для этого этапа характерно наличие ряда региональных перерывов: на границе сантона—кампана, кампана—маастрихта, раннего и позднего маастрихта. Как отмечалось выше, максимум трансгрессии приходится на кампанское время, когда развитие глубоководных тонких отложений (мел, глинистые известняки, глины) было наибольшим. На это же

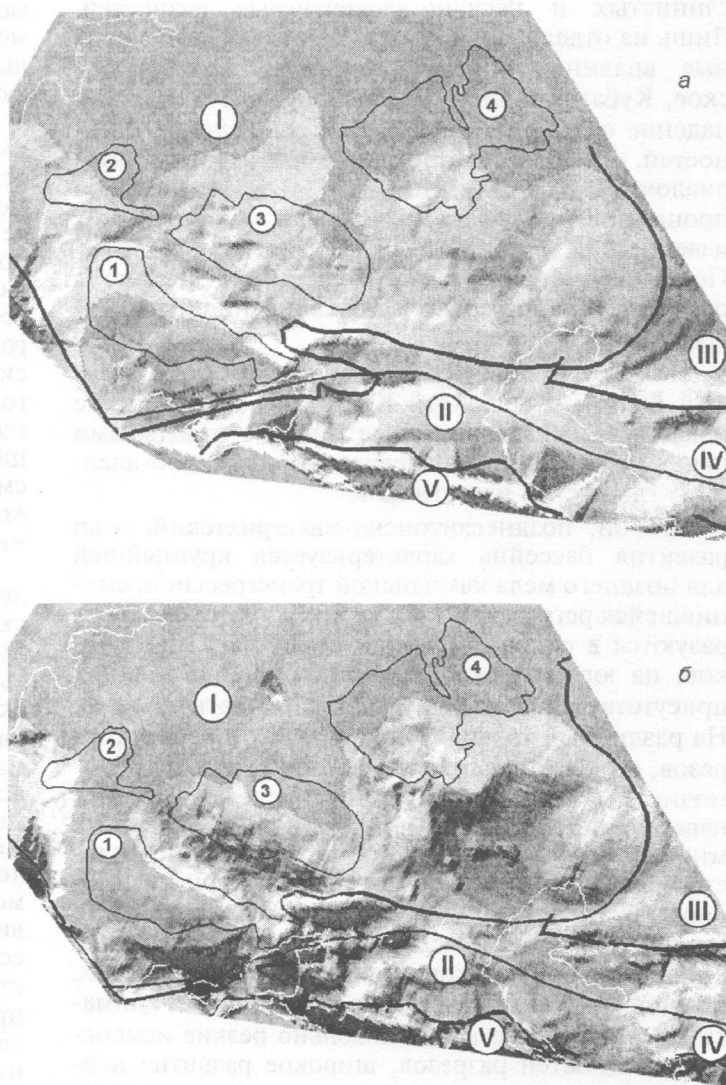


Рис. 4. Объемные модели градиентов прогибания юга Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий: а — турон-коньякский; б — сантон-маастрихтский этапы, перечень тектонических структур см. рис. 1.

время приходится максимальный привнос тонкого глинистого материала.

Южная зона позднемелового бассейна располагалась на территории южной части Скифской плиты (Равнинный Крым, Предкавказье) и юго-западной части Туранской плиты, а также примыкающей к ней полосе внешних прогибов Альпийской области. Эта часть палеобассейна, представлявшая собой относительно узкую полосу формирования однообразных преимущественно известняковых толщ, была отделена с юга рядом палеоподнятий от прогибов, в которых накапливались терригенно-карбонатные флишевые (Кавказ) и терригенные (Копетдаг) толщи, отличающиеся повышенными мощностями (1200–1500 м и более).

В сеноманско-раннесантонский этап развития палеобассейна в его южной зоне существовали достаточно однообразные условия осадконакопления. Сформировавшиеся там отложения повсеместно представлены чистыми и слабоглинистыми известняками с отдельными горизонтами сильноглинистых и песчано-алевритистых разностей. Лишь на отдельных поднятиях, разделявших крупные впадины, (Симферопольское, Ставропольское, Кубадаг-Большебалханское) отмечаются выпадение отдельных горизонтов, сокращение мощностей, обогащение отложений обломочным материалом [7, 11]. Для этого же этапа установлено проникновение далеко на юг пачек мелоподобных известняков и писчего мела из северной зоны. По-видимому, оно также может быть связано с развитием трансгрессии и выравниванием условий осадкообразования.

На юго-востоке исследуемой территории (Малый Балхан и Западный Копетдаг) на этом этапе накапливались карбонатные глины с отдельными пачками песчаников, алевритов, песчано-алевритоглинистых известняков.

Второй, позднесантонско-маастрихтский, этап развития бассейна характеризуется крупнейшей для позднего мела кампанской трансгрессией, сменявшейся регрессией в маастрихте. В это время образуются в основном толщи глинистых известняков, на юго-востоке (Западный Копетдаг) в них присутствуют мощные пачки карбонатных глин. На различных уровнях, чаще в низах и верхах разрезов, отмечаются горизонты, обогащенные обломочным материалом (алевритистые и песчаные известняки и песчаники). Формациям свойственно многопорядковое циклическое строение. Оно является результатом сочетания неравномерного привноса в бассейн глинистого материала и колебаний биопродуктивности основных породообразующих организмов — кокколитофорид, обусловленных, по-видимому, циклическими изменениями климата [2, 14]. В то же время довольно резкие изменения мощностей разрезов, широкое развитие подводноползневых явлений, неравномерное распределение по площади обломочного материала указывают на проявившиеся в разных местах дифференцированные тектонические движения.

Выводы

1. В разрезах мезозоя—кайнозоя на юге Русской плиты и примыкающих участках Средиземноморского пояса обособляется мел-палеогеновый (от апта или альба до палеогена) бассейновый комплекс, который сформировался в позднеальпийском эпиконтинентальном бассейне северной окраины Тетиса. Верхнемеловые отложения вместе с подстилающими их образованиями апта и альба выделяются в качестве подкомплекса, который состоит из двух частей (ассоциаций формаций): аптско-сеноманской песчано-глауконитовой и туранско-маастрихтской карбонатной.

2. В составе карбонатной ассоциации верхнемелового подкомплекса региона выделены меловая, кремнистая, известняковая и обломочно-глинистая группы формаций. Наиболее однородные по составу, с массивным строением, мощные залежи формации писчего мела или формации пелитоморфных известняков приурочены к центральным частям крупных прогибов. В краевых частях эти формации сменяются смешанными обломочно-карбонатными (на Русской плите — обломочно-кремнистыми) и обломочными относительно маломощными циклично построенными формациями.

3. Карбонатная ассоциация имеет отчетливое зональное строение. В северной зоне в составе толщ преобладает писчий мел, в южной — пелитоморфные неравномерно глинистые известняки. В северной зоне кроме формации писчего мела и мелоподобных известняков развиты кремнистые формации. Граница зон протягивается в полосе север Причерноморской впадины—вал Карпинско-Туаркырское поднятие. В туранско-коньякское время граница менее выражена, пачки писчего мела из северной зоны проникают далеко на юг, где участвуют в строении известняковых формаций. В сантонско-маастрихтское время, кроме смены формаций, граница двух зон четко проявляется в резком уменьшении мощностей и обогащении пород обломочным материалом.

4. В разрезе карбонатной ассоциации подкомплекса выделяются две части, возраст которых несколько меняется в северной и южной зонах: на Русской плите и в северной части Скифской плиты туранско-коньякская и сантонско-маастрихтская, в Крыму, на Северном Кавказе и в прилегающих к ним территориях Скифской плиты сеноманско-нижнесантонская и верхнесантонско-маастрихтская. Формации нижней части ассоциации характеризуются выдержанностью состава отложений, относительно меньшим количеством обломочного материала, слабыми колебаниями мощностей, следовательно, однотипностью условий формирования. Формации верхней части ассоциации отличаются значительной изменчивостью состава, большей долей обломочных пород и примесей, резкими колебаниями мощностей, что связано с высокой степенью изменчивости обстановок осадконакопления, существовавших в это время.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Университеты России — фундаментальные исследования».

1. Алексеев А.С., Олферьев А.Г., Шик С.М. Объяснительная записка к унифицированным стратиграфическим схемам верхнего мела Восточно-Европейской платформы. СПб., 1995. 58 с.
2. Андрухович А.О. Разноранговые глинисто-карбонатные циклиты в верхнемеловых отложениях Крыма и запада Средней Азии // Новые достижения в науках о Земле. Тез. докл. конф. профессорско-преподавательского состава, научных сотрудников, аспирантов и студентов МГГА. М., 1994. 9 с.
3. Атабекян А.А., Лихачева А.А. Верхнемеловые отложения Западного Копетдага // Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 242 с.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Под ред. А.Н.Виноградова. Т. III. М., 1969.
5. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины // Тр. ИГН АН СССР. В. 156. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 308 с.
6. Бушинский Г.И., Шуменко С.И. Песчаный мел и его происхождение // Литолог. и полезные ископаемые. 1979. № 2. С. 37—55.
7. Верхний мел юга СССР / М.М. Алиев, Н.А. Крылов, М.М. Павлов и др. М.: Наука, 1986. 232 с.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа. Л.: Недра, 1985. 356 с.
9. Доронин Ю.П. Региональная океанология. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 304 с.
10. Назаревич И.А. Формации нижнего мела восточной части Русской плиты // Формации осадочных бассейнов. Увсес. семинар, 4—6 февраля 1985 г. Тез. докл. М., 1985. С. 81—82.
11. Смирнов Ю.П. Региональная стратиграфия верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Ставрополь-Москва, 1998. 44 с.
12. Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1977. 152 с.
13. Цейслер В.М. Формационный анализ. М.: Изд-во РУДН, 2002. 186 с.
14. Эйнзель Г. Известняково-мергельные циклы (периоды): диагностика, значение, причины образования // Циклическая и событийная седиментация / Под ред. Г. Эйнзеля, А. Зейлаха. М.: Мир, 1985. С. 16—63.
15. Romaine J., Cita M.B., Decourt J., Boyusse P., Retto F.L., Faure-Muret A. International stratigraphic chart. IUGS. 2004.

Московский государственный
геологоразведочный университет
Рецензент — В.М. Цейслер

УДК 551.2

К.А. ДОКУКИНА

КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ: СООТНОШЕНИЕ СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГРАНИТНЫХ ЖИЛ И МРАМОРНОГО МЕЛАНЖА

В коллизионной системе Западного Прибайкалья обнаружены необычные типы контактовых соотношений между синметаморфическим мраморным меланжем и синсдвиговыми гранитами. Взаимопроникающие контакты флюидальные, пламенеvidные и другие характерны для границ двух жидкостей с разной вязкостью при их взаимодействии. Показано, что генезис таких образований связан со специфическими условиями взаимодействия гранитного расплава и мраморов, обладавшими предельно низкой вязкостью при реализации сдвигового тектогенеза в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

В каледонской коллизионной системе Ольхонского региона (рис. 1) в пределах распространения пород амфиболитовой фации метаморфизма (силлиманитовая ступень) обнаружены необычные соотношения между породами мраморного меланжа и синсдвиговыми дуплекс-гранитами. Контакты между гранитоидами и мраморным меланжем неровные, фестончатой и пламенеvidной форм.

Метаморфические породы Ольхонского террейна характеризуются зональностью с постепенной сменой фаций: от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой. Породы несут следы деформаций покровного, листрического, купольного и сдвигового генезисов, отражающие раннепалеозойские коллизионные события [7]. Деформации сопровождались внедрением синметаморфических гранитов. Наиболее широко распространены граниты, связанные со сдвиговым этапом тектогенеза. Синсдвиговые граниты занимают разные структурные позиции: внедряются согласно главному направлению сдвигового транспорта, заполняют оперяю-

щие трещины Риделя или структуры растяжения типа пулл-аппарт. В участках транспрессии, с выжатными из зон максимального сжатия вторичными покровами, недавно обнаружены субгоризонтальные гранитные жилы, сопровождающие образование дуплекс-структур.

Синметаморфические дуплекс-граниты выявлены на участке Нутгей в породах, измененных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (силлиманитовая ступень). Здесь развиты мраморный меланж и гранитные жилы. На контакте мраморный матрикс меланжа и граниты обнаруживают необычные соотношения.

Участок Нутгей

Исследованный участок (рис. 2) расположен в пределах Нутгейского домена, который приурочен к сдвиговой пластине, под углом $\approx 15^\circ$ примыкающей к Главной сдвиговой зоне [7]. В пределах пластины установлена система крупных лежащих складок и пакетов покровных пластин, образованных в