

УДК 551.762.11.2 (234.9)

ПРОБЛЕМА КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 2003 г. Д. И. Панов

Московский государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 15.11.2000 г.

Дано описание сводных стратиграфических разрезов ниже-среднеюрских (докелловейских) отложений северного склона, осевой части и южного склона Большого Кавказа (в его центральной части). Во всех трех разрезах выделены свиты и подсвиты, приведены их стратотипы, дана фаунистическая характеристика. На основе выделения единых для всего юрского бассейна Большого Кавказа этапов осадконакопления проведено сопоставление прекрасно палеонтологически охарактеризованных свит разреза северного склона с соответствующими свитами в разрезах осевой части и южного склона, для которых палеонтологические данные либо отсутствуют, либо явно недостаточны. В результате удастся установить возраст свит и подсвит в разрезах осевой части и южного склона с большой точностью – до подъярусов и зон. Ранее возраст этих подразделений определялся в чрезвычайно широких пределах, а некоторые из свит вообще исключались из юры и относились рядом исследователей к палеозою – триасу. Рассмотрен также вопрос о соотношении среднеюрских (аален – бат) и вышележащих келловейских – верхнеюрских отложений для разрезов северного склона, осевой части и южного склона.

Ключевые слова. Большой Кавказ, нижняя и средняя юра, свиты, подсвиты, сопоставление разрезов, ярусы и зоны.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из сложнейших и до сих пор нерешенных проблем стратиграфии нижней и средней юры Большого Кавказа является расчленение и датировка очень сложно дислоцированных, мощных, однообразных по составу и слабо фаунистически охарактеризованных толщ осевых частей и южного склона. Если расчленение отложений на свиты для отдельных районов уже существует, то датировка этих свит до настоящего времени остается более чем спорной. Достаточно сказать, что часть свит рядом авторитетных специалистов (Афанасьев, 1956; Афанасьев и др., 1975; Мельников, 1967; Мельников и др., 1977; Эдилашвили и др., 1979) вообще исключается из юры и относится к палеозою или триасу. Дискуссионным является и вопрос о возрасте верхней части толщ и их соотношении с верхней юрой.

Единственно возможный путь решения этой проблемы – сопоставление разрезов ниже-среднеюрских отложений осевой части и южного склона Большого Кавказа с разрезами северного склона, детально расчлененными и фаунистически хорошо охарактеризованными. При недостатке палеонтологических данных на южном склоне в основу такого сопоставления может быть положено выделение в разрезах северного и южного склонов толщ отложений – свит, отвечающих этапам геологического развития (циклам седи-

ментации) этих зон, с последующим сопоставлением свит, принадлежащих аналогичным этапам, общим уже для всего бассейна Большого Кавказа. Такое сопоставление проводилось ранее нами для Западного Кавказа (Панов, Пруцкий, 1983), В.И. Зесашвили (1970) для Центрального Кавказа, но наиболее благоприятным для этой цели является пересечение Центрального Кавказа вдоль Военно-Грузинской дороги. Здесь еще в 1932 г. В.П. Ренгартеном (1932) была разработана схема стратиграфического расчленения ниже-среднеюрских отложений осевой части и южного склона, сохраняющая свое значение до наших дней. Однако возраст выделенных им свит никогда точно не определялся и до сих пор является предметом дискуссий. В то же время здесь, в наиболее суженной части Большого Кавказа, разрезы северного склона, осевой части и южного склона, принадлежащие к трем разным структурно-фациальным зонам (Панов, 1988, 1995), оказались тесно сближенными, что облегчает возможность их корреляции. Далее в тексте статьи дается анализ стратиграфических разрезов этих зон и их корреляция на основе указанных выше принципов. При этом из рассмотрения исключены отложения келловейского яруса, поскольку на Кавказе они отделены от подстилающих ниже-среднеюрских угловым несогласием, образуют единый стратиграфический комплекс с вышележащими

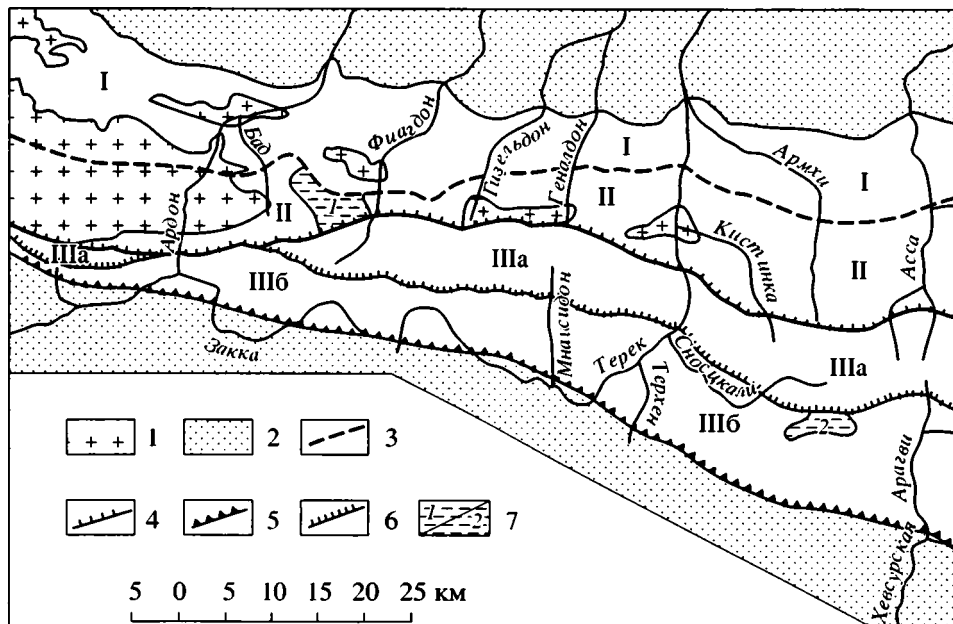


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования центральной части Большого Кавказа для ранней-средней юры.

1 – доюрские образования; 2 – келловей, верхняя юра, мел, кайнозой; 3 – Бурон-Ларский (Нелхский) разлом; 4 – Шаухохский надвиг; 5 – Тибский надвиг; 6 – прочие надвиги; 7 – тектонические покровы; 1 – Фиагдонский, 2 – Чаухский. I–III – зоны: I – Дигоро-Осетинская, II – Псеашхинская, III – Бзыбско-Казбекская; а – выходы циклаурской, казбекской свит, изредка – гудошаурской, б – выходы казбекской, гудошаурской, бусарчильской свит.

верхнеюрскими и должны рассматриваться совместно с ними. Там существуют свои проблемы, не связанные с теми, что обсуждаются в настоящей статье.

Все определения аммонитов, приведенные в тексте без ссылок на литературные источники, выполнены В.П. Казаковой. Описания и изображения аммонитов имеются в работах В.П. Казаковой (1971, 1984, 1987), Г.Я. Крымгольца (1961), М.В. Топчишвили (1990), Н.Г. Химшиашвили (1975).

ДИГОРО-ОСЕТИНСКАЯ ЗОНА

Самая северная зона соответствует северному борту лейас-ааленского бассейна Центрального Кавказа (рис. 1). Нижне- и среднеюрские отложения здесь трансгрессивно, с угловым несогласием налегают на палеозойское основание и сложены мелководно-морскими толщами, четко стратифицированными и хорошо фаунистически охарактеризованными (Панов, 1997б). Перерывами в осадконакоплении они разделяются на три стратиграфических комплекса: синемюр-нижнеплинсбахский (садонская свита), верхнеплинсбах-торар-ааленский (мизурская свита и ардонская серия) и байосско-батский (згидская свита).

Садонская свита (синемюр–нижний плинсбах) – фациально изменчивая толща кварцевых граве-

литов и разнозернистых песчаников, углистых, иногда графитизированных аргиллитов и алевролитов, андезитовых и дацитовых лав, их туфов, туффитов и других вулканогенно-осадочных образований. Все эти породы залегают в виде чередующихся линзовидных пластов, причем в северных разрезах доминируют вулканиды, а к югу они постепенно замещаются терригенными породами, которые у южной границы зоны слагают до 90–95% свиты. Тем самым происходит замещение садонской свиты кистинской, развитой в более южной Псеашхинской зоне (см. ниже). Мощность садонской свиты достигает 700–800 м у южной границы зоны и резко сокращается к северу до полного выклинивания в северных выходах по Уруху. Нижнеюрский возраст садонской свиты установлен находками растительных остатков (опр. А.Н. Криштофович); ее принадлежность к нижнему и среднему лейасу – определением пеллеципод и брахиопод (В.Ф. и Г.Т. Пчелинцевы, А.С. Моисеев). Согласно налеганию на нее у южной границы зоны верхнеплинсбахских отложений и сопоставлению с аналогичными по составу и стратиграфическому положению свитами южного склона (Панов, Гуцин, 1987) определяет возраст садонской свиты как синемюр–нижний плинсбах.

Мизурская свита (верхний плинсбах) залегает с разрывом на садонской, а в местах ее отсутствия

трансгрессивно переходит непосредственно на палеозойский фундамент. В своем типичном виде мизурская свита состоит из трех подсвит. Нижняя (0–75 м) – песчаники и алевролиты с мелкой галечкой и прослоями гравелита, с растительными остатками, местами с линзами известняка-ракушечника. Средняя (40–115 м) – алевролиты и аргиллиты с конкрециями сидерита и прослоями известняков с *Amaltheus* spp. Верхняя подсвита, образующая основную часть свиты (115–250 м), сложена мелкозернистыми плитчатыми песчаниками с *Amaltheus* spp. (рис. 2, разрез 1). В южном направлении песчаный материал замещается глинисто-алевролитовым, свита утрачивает трехчленное строение и представлена уже единой толщей песчано-глинистых алевролитов с прослоями тонкозернистых песчаников. У южной границы зоны она согласно залегает на садонской свите, достигает 600 м мощности и к югу от Бурон-Ларского разлома замещается нижней частью циклаурской свиты, свойственной уже Псеахшнской зоне (см. ниже). Непосредственный переход садонской свиты в кистинскую, а мизурской в нижнюю часть циклаурской в зоне Бурон-Ларского разлома описан (Авдонин, 1963) на правом берегу Ардона.

Ардонская серия – однообразный комплекс чередующихся глинисто-алевролитовых и песчано-алевро-глинистых толщ. Она согласно сменяет мизурскую свиту и подразделяется на четыре регрессивно построенных ритма. Первый (галиатская–ксуртская свиты), второй (джимаринская свита) и третий (салгирская – койрахская свиты) образованы глинисто-алевролитовыми толщами, вверх постепенно сменяющимися песчано-алевролитовыми. Четвертый ритм – неполный, сложенный глинисто-алевролитовой толщей фортаухской свиты. Появление в верхних частях ритмов песчано-алевролитовых толщ связано с распространением на территорию Дигоро-Осетинской зоны дистальных частей Аварского подводного конуса выноса (Панов, 19976), располагавшегося восточнее, в Агвали-Хивской зоне.

Галиатская свита (нижняя часть нижнего тоара) сложена черными аргиллитами с конкрециями сидерита, с редкими прослоями алевролитов и песчаников и содержит *Dactylioceras tenuicostatum* J. et B., *D. semicelatum* Simps., *Hildaites* cf. *serpentinum* Rein., *Harpoceratoides* cf. *alternatus* Simps., что определяет ее принадлежность к зоне *D. tenuicostatum* и нижней части зоны *H. falcifer*. Мощность галиатской свиты колеблется в пределах 120–480 м.

Ксуртская свита (верхняя часть нижнего тоара) слагается глинистыми алевролитами с частыми прослоями и пластами мелкозернистого песчаника и многочисленными пачками чередования песчаников и алевролитов. Она содержит *Harpoceras* cf. *falcifer* Sow., *Hildaites* aff. *levisoni* Simps.,

Hildoceras cf. *bifrons* Brug., *Dactylioceras commune* Sow., что определяет принадлежность свиты к верхней части зоны *H. falcifer* и зоне *H. bifrons*. Мощность ее возрастает с северо-запада на юго-восток от 300 до 750 м.

Джимаринская свита (верхний тоар) представлена толщей аргиллитов и полосчатых песчано-глинистых алевролитов, которая венчается пачкой (100–170 м) чередования пластов мелкозернистых песчаников с алевролитами и аргиллитами. Общая мощность свиты увеличивается с запада на восток от 160 до 650 м. Находки аммонитов *Phymatoceratinae*, *Grammoceras* ex gr. *thouarsense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria* cf. *gundershofensis* Buckm. устанавливают присутствие в составе свиты всех трех зон верхнего тоара.

Салгинская свита (верхи зоны *D. levesquei* верхнего тоара и нижний аален) сложена черными аргиллитами и тонкополосчатыми глинистыми алевролитами мощностью 320–1000 м. В основании ее еще встречаются верхнетоарские *Dumortieria* sp., *Pleydellia* sp., а основная часть свиты содержит нижнеааленские *Leioceras opalinum* Rein.

Койрахская свита (верхняя часть нижнего и нижняя часть верхнего аалена) образована чередованием пачек черных аргиллитов с прослоями алевролитов и пачек частого переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов и содержит в нижней части *Leioceras* ex gr. *comptum* Rein., *Tmetoceras* cf. *scissum* Ben., а выше *Staufenia* spp., *Ludwigia murchisonae* Sow., что определяет принадлежность свиты к верхам зоны *L. opalinum* и низам зоны *L. murchisonae*. Мощность свиты возрастает с запада на восток от 200 до 1100 м.

Фортаухская свита (верхний аален – низы нижнего байоса) – однообразная толща аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью 250–750 м, с *Staufenia* spp., *Graphoceras concavum* Sow., *Tatrophylloceras subglobosum* Besn., что указывает на присутствие в ее составе зон *L. murchisonae*, *Gr. concavum* и низов зоны *S. sowerbyi*.

Згидская свита (байос) трансгрессивно, с базальным горизонтом (органогенно-обломочные известняки или массивные песчаники с гальками) в основании залегает на разных частях фортаухской свиты. Она представляет собой однообразную толщу аргиллитов или глинистых алевролитов с линзовидными пластами мергелистого алевролита, с крупными караваями сидерита, а местами и с довольно мощными песчаниковыми пачками на нескольких уровнях. Мощность згидской свиты в конкретных разрезах резко меняется от 1500 м до 0 м за счет предкелловейского размыва. Находки аммонитов *Witchellia sayni* Haug., *Sonninia* sp., *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *Partschiceras abichi* Uhl., *Leptosphinctes* spp., *Garantiana* ex gr. *alti-*

costa Wetz., *Parkinsonia rarecostata* Buckm., *P. parkinsoni* Sow. (Безносков, 1967) свидетельствуют о присутствии в составе свиты всех зон нижнего и верхнего байоса. Батские отложения в разрезе Дигоро-Осетинской зоны отсутствуют.

С размывом, а местами и с угловым несогласием до 80° отложения згидской свиты перекрываются трансгрессивно залегающими фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего келловоя. Имеющиеся в литературе (Безносков, 1967; Юра Кавказа, 1992) указания на средневерхнебатский возраст залегающей в основании этих отложений таргимской свиты – явное недоразумение, так как в ней имеются находки несомненно нижнекелловейских аммонитов (Объяснительная записка..., 1973) при полном отсутствии каких-либо батских форм.

ПСЕАШХИНСКАЯ ЗОНА

Впервые эта зона выделена на северо-западном Кавказе (Панов, Пруцкий, 1983) и в современной структуре соответствует осевой части Большого Кавказа. В бассейне Терека располагается между Бурон-Ларским разломом на севере и Шаухохским на юге (рис. 1). Последний разлом был впервые установлен и показан на геологической карте и профиле на правом берегу Терека В.П. Ренгартеном (1932) под названием Казбекского надвига, ограничивавшего с юга “Дарьяльскую подзону”, надвинутую на более южную “Казбекско-Гудошаурскую зону”. В.П. Ренгартен считал при этом, что по разлому “туфы, порфириты и сланцы циклаурской свиты” надвинуты на казбекскую свиту. Наши наблюдения показали, что по этому разлому отложения циклаурской свиты северного типа и вышележащей ларской свиты (см. ниже) надвинуты на породы циклаурской свиты южного типа. Благодаря геолого-съёмочным работам Н.Л. Энна (1991), этот разлом, уже под названием Шаухохского, удалось проследить к западу до р. Фиагдон как границу Псеашхинской (Адайхох-Дарьяльская, по Н.Л. Энна) и Бзыбско-Казбекской (центральная и южного склона, по Н.Л. Энна) структурно-фациальных зон, резко отличных по своей тектонической структуре и строению разреза нижнеюрских отложений.

Нижнеюрские отложения Псеашхинской зоны трансгрессивно (но, как правило, без углового несогласия) налегают на разные горизонты верхнекаменноугольных и пермских отложений и характеризуются большой мощностью, непрерывностью разреза и постдиагенетической измененностью пород до стадии прото- и мезометагенеза (Чичуа и др., 1985), что и дало повод ряду исследователей отнести их к палеозою – триасу. Они интенсивно дислоцированы и прорваны многочисленными секущими дайками диабазов. Разрез ни-

жнеюрских отложений подразделяется на 3 согласно залегающие свиты (Панов, 1995; Юра Кавказа, 1992): кистинскую, циклаурскую и ларскую (рис. 2, разрез II). Две нижние свиты, как уже ранее отмечалось, некоторыми исследователями относятся к палеозою – триасу.

Кистинская свита (синемюр – нижний плинсбах), выделенная В.П. Ренгартеном (1932), представляет собой базальный горизонт юрского разреза. Это фациально изменчивая толща чередования пачек и пластов кварцитовидных песчаников и гравелитов и пачек глинисто-алевритовых сланцев, часто углистых, с растительными остатками.

В.П. Ренгартен не назвал стратотипического разреза свиты, указав только, что наиболее полно она развита в долине р. Кистинка. В качестве лектостратотипа может быть предложен разрез по правому берегу р. Мидаграбиндон (название р. Гизельдон в верховье) под г. Скарон, где кистинская свита вскрыта полностью, прекрасно обнажена и фаунистически охарактеризована. Со следами размыва на закарстованной поверхности пермских известняков здесь залегают:

1. Чередование линзовидных пластов разнозернистых кварцитовидных песчаников и кварцево-кремневых гаврелитов. Мощность 5–6 м.

2. Черные углистые глинисто-алевритовые сланцы с линзовидными прослоями разнозернистых кварцитовидных песчаников и гравелитов, с обилием растительных остатков и пеллециподами *Chlamys ex gr. textoria* Schl., *Meleagrinnella aff. neglecta* Moberg, *Oxytoma ex gr. inaequivalvis* Sow. Мощность 25–30 м.

3. Массивные разнозернистые кварцитовидные песчаники с прослоями гравелитов. Мощность 35–40 м.

4. Чередование пластов (2–20 м) черных глинисто-алевритовых сланцев и серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Остатки пеллеципод *Aequipecten cf. priscus* Schl., *Avicula yaltensis* Moiss., *Cardinia aff. copides* Ryckh. Мощность 150–165 м.

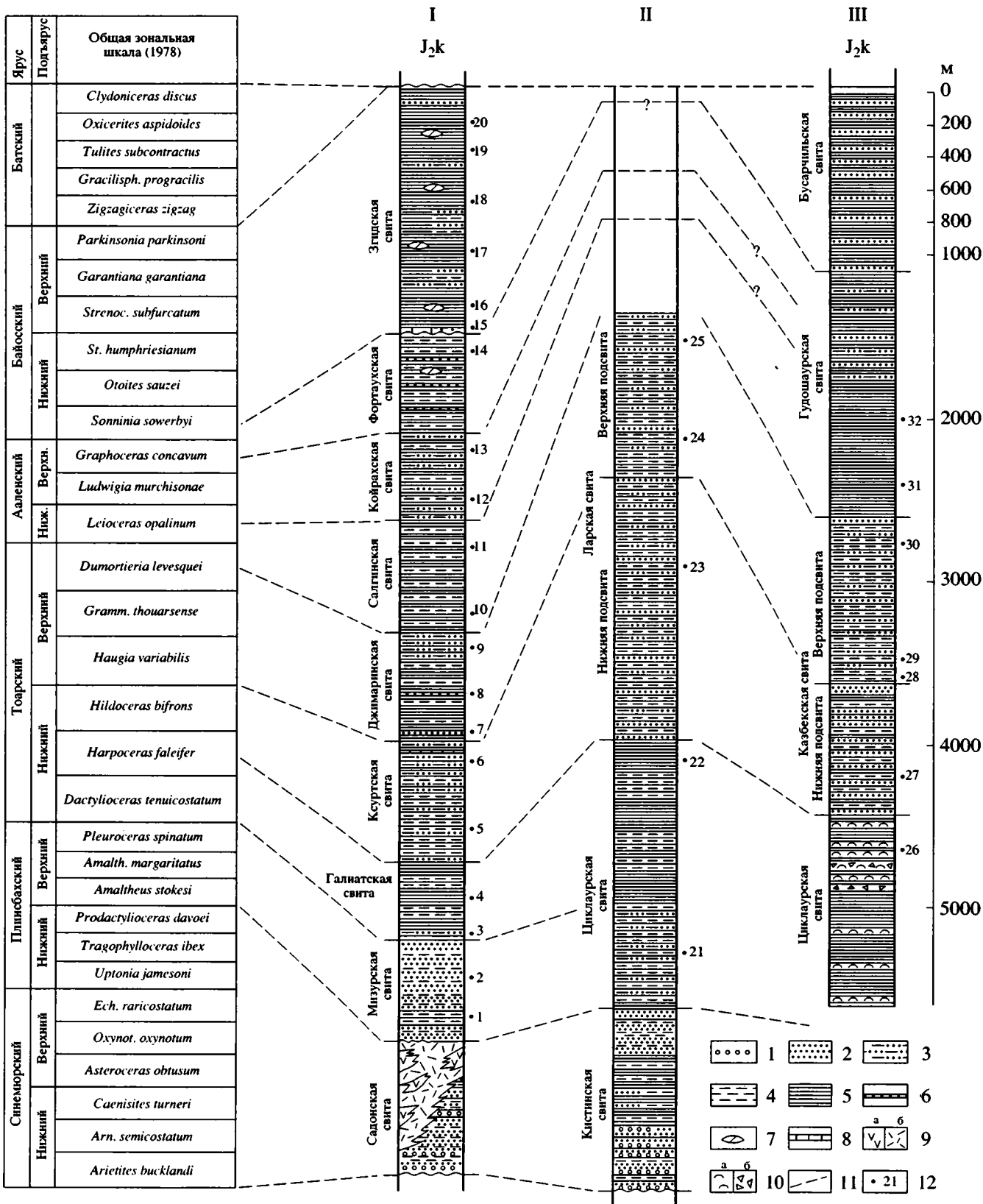
5. Пачки массивных грубозернистых кварцитовидных песчаников с прослоями гравелита, чередующиеся с подчиненными пачками углистых глинисто-алевритовых сланцев, также с линзами гравелитов. Мощность 150 м.

6. Равномерное чередование пачек мелкозернистых кварцитовидных песчаников и черных глинисто-алевритовых сланцев, с остатками пеллеципод *Parallelodon similis* Terq., *Lima cf. exaltata* Terq. Мощность 225–250 м.

7. Черные глинистые и полосчатые глинисто-алевритовые сланцы с пластами, а внизу и с многочисленными пачками (до 5–10 м) мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Мощность 220–225 м.

8. Чередование пластов массивных мелкозернистых кварцитовидных песчаников и полосчатых алевритовых сланцев. Встречаются пачки массивных песчаников до 20 м и редкие линзовидные прослои гравелита. Мощность 215–225 м.

Выше кистинская свита согласно перекрывается глинистыми сланцами циклаурской свиты.



В стратотипе и других полных разрезах свита имеет трехчленное строение. Нижняя часть (400 м по р. Мидаграбиндон, сл. 1–5, более 250 м по р. Кистинке) отличается преобладанием в разрезе грубозернистых песчаников и гравелитов; здесь же очень характерны и пачки углистых глинисто-алевритовых сланцев, часто “мусорного” типа, обогащенных рассеянным кварцевым гравием. В средней части свиты (420 м) преобладают глинисто-алевритовые породы, хотя по р. Мидаграбиндон (сл. 6–7) и здесь многочисленны пачки кварцитовидных песчаников, но уже мелкозернистых. Верхняя часть (соответственно 225 и 330 м) сложена в основном пачками мелкозернистых кварцитовидных песчаников с подчиненными пачками глинисто-алевритовых сланцев. Обломочная часть песчаников и гравелитов в нижней части свиты на 95% представлена зернами кварца, в песчаниках верхней части зерна кварца составляют примерно 40%, обломки плагиоклазов – 15%, остальное – обломки пород. В ряде мест (по рекам Мидаграбиндон, Геналдон, Терек) отмечаются линзы вулканогенных пород кислого состава: альбитофиров и их туфов. Общая мощность кистинской свиты около 1000–1100 м. Преимущественно кварцевый состав пород, присутствие каолинита говорит о том, что отложения кистинской свиты образовались за счет размыва и переотложения доюрской коры выветривания (Иванов, 1963).

Помимо стратотипа нормальные стратиграфические контакты кистинской свиты с подстилающими образованиями наблюдаются в истоках рек Бад, Цариитдон (правый приток р. Фиадон) и Геналдон, где она залегает трансгрессивно либо на различных слоях пермских известняков, либо на кварцитах и алевролитах верхнего карбона. На Терек, по нашим наблюдениям, стратиграфические контакты сорваны и породы кистинской свиты тектонически контактируют с палеозойскими

гранитоидами Дарьяльского и Гвилетского массивов и фрагментами вмещающих их верхнекаменноугольных отложений. Однако по данным геолого-съёмочных работ (Кипиани, 1984), и здесь на отдельных участках зафиксировано трансгрессивное налегание пород кистинской свиты на денудированную поверхность гранитоидов. В гравелитах крайне редко, но все же обнаруживаются гальки плагиогранитов, аналогичных дарьяльским (Кипиани, 1984; Чихрадзе, 1975). Повсеместно кистинская свита согласно перекрывается глинисто-алевритовыми породами циклаурской свиты верхнего плинсбаха.

Даже этих данных достаточно, чтобы утверждать, что кистинская свита принадлежит не к палеозой-триасовому комплексу, а является базальным образованием юрского. Имеющиеся в литературе (Мельников и др., 1977) указания на находки в нижней части кистинской свиты верхнепермских брахиопод (г. Гургала на своде Дарьяльского массива) и табулят (верховье р. Бад) не подтвердились последующими исследованиями. Скорее всего, эти ископаемые происходят из пермских известняков и мергелей, подстилающих кистинскую свиту, как это и предполагает Г.А. Чихрадзе (1975). Не нашли подтверждения и сведения о находке в средней части кистинской свиты на правобережье р. Кистинки нижнетриасового аммонита *Arctoceras* sp. и триасовых криноидей на правобережье р. Мидаграбиндон (Мельников и др., 1977). Следует отметить, что криноидеи были определены с точностью до семейства (!), а аммонит признан неопределимым и лишь похожим на *Arctoceras* (?) sp. (Ежегодник по результатам..., 1960).

По составу, строению и стратиграфическому положению кистинская свита аналогична описанной выше садонской свите Дигоро-Осетинской зоны, причем в долинах Бада и Цариитдона фиксируется фациальное замещение одной свиты

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов ниже-среднеюрских отложений Центрального Кавказа.

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – песчано-алеврито-глинистый переслой; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – конкреционные конгломераты; 7 – линзовидные пласты и конкреции мергелистого алевролита; 8 – известняки; 9 – лавы (а) и пирокласты (б) андезито-дацитового состава; 10 – лавы (а) и пирокласты (б) базальтового состава; 11 – границы свит и подсвит; 12 – места находок аммонитов. I–III – стратиграфические разрезы структурно-фациальных зон: I – Дигоро-Осетинская; II – Псеашхинская; III – Бзыбско-Казбекская. Находки аммонитов: 1 – *Amaltheus margaritatus* Montf., Am. (*Pseudoamaltheus*) *laevis* Qu.; 2 – *Amaltheus margaritatus* Montf., Am. *depressus* Simps., Am. cf. *stokesi* Sow., Am. (*Pseudoamaltheus*) *laevis* Qu.; 3 – *Hildaitea* cf. *serpentinum* Rein.; 4 – *Dactylioceras semicelatum* Simps., D. cf. *tenuicostatum* J. et B.; 5 – *Harpoceras* cf. *falcifer* Sow., *Hildaitea* aff. *levisoni* Simps.; 6 – *Dactylioceras commune* Sow., *Hildoceras* cf. *bifrons* Brug.; 7 – сем. *Phymatoceratinae*; 8 – *Grammoceras* ex gr. *thouarsense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle.; 9 – *Dumortieria* cf. *gundershofensis* Buckm.; 10 – *Pleydellia mactra* Dum., *Dumortieria* sp., 11 – *Leioceras opalinum* Rein.; L. cf. *costosum* Qu., L. cf. *gotzendorffensis* Dom.; 12 – *Leioceras* ex gr. *comptum* Rein., *Tmetoceras* cf. *scissum* Ben.; 13 – *Staufenia* (*Costileioceras*) *sinon* Bayle, St. (C.) cf. *sehdensis* Hoffm., *Ludwigia murchisonae* Sow.; 14 – *Graploceras* cf. *concauum* Sow., *Tatrophylloceras subglobosum* Besn.; 15 – *Witchellia sauni* Haug; 16 – *Sonninia* sp., *Emileia* sp.; 17 – *Stephanoceras humphriesianum* Sow.; 18 – *Partschiceras abichi* Uhl., *Leptosphinctes* spp.; 19 – *Garantiana* ex gr. *alticosta* Wetz.; 20 – *Parkinsonia rarecostata* Buckm.; P. *subarietis* Wetz., P. *parkinsoni* Sow.; 21 – *Amaltheus* cf. *laevigatus* How.; 22 – *Harpoceratoides* sp.; 23 – *Polyplectus* sp.; 24 – *Haugia variabilis* Orb.; 25 – *Dumortieria* cf. *munieri* Haug.; 26 – *Amaltheus subnodosus* J. et B., Am. *striatus* How. (в Кахетии, по р. Стори); 27 – *Dactylioceras* sp., *Nautilus austracoides* J. et B.; 28 – *Haugia* sp., *Denckmannia* sp.; 29 – *Grammoceras thouarsense* Orb.; 30 – *Dumortieria* cf. *bleicheri* Ben., *Pleydellia* cf. *subcompta* Br.; 31 – *Pleydellia mactra* Dum.; 32 – *Leioceras opalinum* Rein.

другой. Одновозрастность свит подтверждается и палеонтологическими данными. Пелециподы, найденные в разрезе кистинской свиты по р. Мидаграбиндон (см. выше), характерны, по мнению определявших их Г.Т. Пчелинцевой и Л.В. Сибиряковой, для нижнего и среднего лейаса. В граветитах из низов кистинской свиты на периферии Дарьяльского массива найдена (Кипиани, 1984) пелеципода *Lima cf. hausmanni Dum.*, по мнению определившего ее М.В. Топчишвили, также характерная для нижнего и среднего лейаса. Согласно перекрытие кистинской свиты палеонтологически охарактеризованными верхнеплинсбахскими отложениями и сопоставление с аналогичными по составу и стратиграфическому положению сванетской и сторской свитами южного склона (Панов, Гуцин, 1987), для которых палеонтологически доказан синемюр-нижнеплинсбахский возраст, позволяет определить возраст и кистинской свиты как синемюр – нижний плинсбах.

Циклаурская свита (верхний плинсбах – низы нижнего тоара) согласно, но по резкой литологической границе следует за кистинской. В.П. Ренгартен (1932) под этим названием выделена толща, "...в которой темные сланцы преобладают над более редкими и тонкими прослоями песчаников и кварцитов"; ее характерной особенностью он считал "пластовые массы диабазов и порфириров". Наши исследования, работы грузинских коллег (Чихрадзе, 1979) и геологическое картирование (Письменский, Снежко, 1991) показали, что магматические образования в Псеашхинской зоне представляют собой дайковые тела, секущие складчатую структуру, и не могут служить стратиграфической характеристикой свиты. Соответственно, отложения циклаурской свиты в этой зоне мы называем циклаурской свитой северного типа в отличие от таковых южного типа в Бзыбско-Казбекской зоне (см. ниже), где действительно присутствуют синхронные вулканические образования.

Стратотип циклаурской свиты В.П. Ренгартен также не был указан. В качестве лектотипа может быть предложен разрез на правом берегу р. Кистинка на склоне г. Молчекорт. Здесь согласно, но по достаточно резкой литологической границе на песчаники кистинской свиты налегают:

1. Массивные, линзовидно-полосчатые алевроитовые и песчано-алевроитовые сланцы с линзовидными прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность 50 м.

2. Тонкополосчатые глинисто-алевроитовые сланцы с пластами массивных алевроитовых сланцев. Мощность 400 м.

3. Массивные линзовидно-полосчатые алевроитовые сланцы с подчиненными слоями темных глинисто-алевроитовых сланцев и светлых песчано-алевроитовых. Мощность 200 м.

4. Черные шелковистые глинистые сланцы с прослоями тонкополосчатых глинисто-алевроитовых. Мощность 300 м.

5. Тонкополосчатые глинисто-алевроитовые сланцы с подчиненными прослоями более грубополосчатых алевроитовых. Мощность 700 м.

Выше согласно залегают песчано-глинисто-алевроитовые породы ларской свиты.

В этом разрезе, как и в ряде других, циклаурская свита делится на две части, связанные постепенным переходом. Нижняя часть (около 650 м) сложена в основном массивными линзовидно-полосчатыми алевроитовыми и песчано-алевроитовыми сланцами; верхняя (1000 м) – черными глинистыми и тонкополосчатыми глинисто-алевроитовыми сланцами.

В долине Терека к северу от Дарьяльского массива циклаурская свита вскрывается только фрагментами между разрывами, видимая мощность ее здесь всего 650 м. Тем не менее и здесь четко обособляются нижняя алевролитовая (с песчаниками) и верхняя преимущественно глинистая часть свиты. Это обстоятельство дало основание В.А. Мельникову (1967) выделить в междуречье Терека – Ассы нижнюю алевролитовую часть в самостоятельную белореченскую свиту, сократив таким образом объем циклаурской свиты до ее верхней глинисто-алевроитовой части. Западнее, в междуречье Терека–Ардона циклаурская свита участвует в строении нескольких тектонических пластин, разделенных разрывами. Там, где сохранились стратиграфические контакты, видно, что она согласно, по резкой границе налегает на кистинскую свиту и также согласно перекрывается ларской. Вся циклаурская свита представлена здесь однообразной толщиной черных глинистых или тонкополосчатых глинисто-алевроитовых сланцев, среди которых отмечено несколько мало-мощных (до 1–3 м) горизонтов рассланцованных эффузивов (?) и вулканических туфов основного состава. Полная мощность свиты, судя по сохранившейся в отдельных пластинах, около 1500 м.

Возраст циклаурской свиты в настоящее время устанавливается достаточно точно. Стратиграфическое положение исключает возможность отнесения циклаурской свиты к палеозою – триасу, что предполагалось рядом исследователей (Афанасьев, 1956; Афанасьев и др., 1975; Эдилашвили и др., 1979). Нижняя, преимущественно алевролитовая часть свиты по своему составу, строению и стратиграфическому положению полностью аналогична мизурской свите у южной границы Дигоро-Осетинской зоны, фациально замещает ее в бассейне р. Бад, а следовательно должна с нею коррелироваться и относиться по возрасту к верхнему плинсбаху (рис. 2). Находка *Amaltheus cf. laevigatus How.* в нижней части циклаурской свиты на Тереке, а также сведения о находках *Fucineras cf. boscense Reyn.* на Тереке и в

истоках Олгитского ущелья на левобережье Армхи (Зесашили, 1979) и *Amaltheus* sp., *Calliphyloceras* cf. *bicolor* Men. по р. Асса близ устья ее правого притока р. Нелх (Топчишвили, 1988) это полностью подтверждают. Верхняя, преимущественно глинистая часть циклаурской свиты уверенно сопоставляется с аналогичной по составу и стратиграфическому положению галиатской свитой Дигоро-Осетинской зоны и относится к нижней части нижнего тоара (зона *D. tenuicostatum* – низы зоны *H. falcifer*), что также подтверждается палеонтологически находкой *Nauroceratoides* sp. по р. Асса (стратиграфически выше находок верхнеплинских аммонитов).

Ларская свита (верхи нижнего тоара и верхний тоар) впервые выделена В.Н. Робинсоном (1948; неопубликованная работа) как песчано-алевроглинистая толща, согласно залегающая на глинистых породах циклаурской свиты. В.П. Ренгартемом эти отложения вместе с породами ардонской серии Дигоро-Осетинской зоны описывались под названием джерахской свиты, а в южной части района, особенно в бассейне р. Кистинка, где породы ларской свиты пронизаны диабазовыми дайками, они были включены в поле распространения циклаурской свиты.

Ларская свита в целом представляет собой четко слоистую толщу с преобладанием полосчатых песчано-алевролитовых и глинисто-алевролитовых пород, с многочисленными прослоями и пластами песчаника. Она согласно залегает на породах циклаурской свиты, а с севера поле ее распространения ограничивается Бурон-Ларским (к востоку от Терека – Нелхским) разломом. В.Н. Робинсоном ларская свита была выделена в долине Терека между сел. Верхний и Нижний Ларс, однако этот разрез в качестве стратотипа непригоден, так как разрывами он расчленен на ряд пластин, сложенных фрагментами разных частей свиты. В качестве лектостратотипа может быть предложен разрез по р. Ханкол (правый исток р. Армхи), где отложения ларской свиты образуют единую моноклинально залегающую толщу и фаунистически охарактеризованы. На породах циклаурской свиты здесь согласно залегают:

1. Грубополосчатые песчано-глинистые алевроитовые сланцы с неравномерно распределенными прослоями и отдельными пластами (до 10–15 см) мелкозернистых песчаников. Мощность 1050 м.

2. Тонкополосчатые глинисто-алевроитовые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и редкими прослоями мелкозернистого песчаника с *Polyplectus* sp. (опр. Е.П. Сергеевой). Мощность 345 м.

3. Грубополосчатые песчано-глинистые алевроитовые сланцы. Мощность 100 м.

4. Тонкополосчатые глинисто-алевроитовые сланцы. Встречаются отдельные пласты песчаника. Мощность 720 м.

5. Грубополосчатые песчано-глинистые алевроитовые сланцы. Мощность 170 м.

6. Тонкополосчатые глинисто-алевроитовые сланцы с *Dumortieria* cf. *munieri* Haug. Мощность 325 м.

Ларская свита в этом разрезе, как и на всем междуречье Терека–Армхи–Ассы, подразделяется на две подсвиты. *Нижнеларская подсвита* (верхняя часть нижнего тоара) образована неупорядоченным чередованием пачек грубополосчатого переслаивания сантиметровых слоев светлого песчанистого алевролита и темного глинистого алевролита, обычно с прослоями и пластами песчаника, и пачек тонкополосчатых глинистых алевролитов, среди которых встречаются пакеты (5–15 см) частого флишоидного переслаивания мелкозернистых песчаников и глинисто-алевроитовых пород. Мощность подсвиты составляет 1500–1700 м. *Верхнеларская подсвита* (верхний тоар) отличается от нижней преобладанием тонкополосчатых глинисто-алевроитовых пород, хотя там встречаются и грубополосчатые и отдельные прослои песчаника. Видимая мощность подсвиты составляет 850–1200 м. Помимо уже отмеченного в описании стратотипа, на левом берегу Терека в ней найден аммонит *Naugia variabilis* Orb.

Западнее, на междуречье Ардона и Терека ларская свита, вскрывающаяся в тех же условиях, что и циклаурская, также четко подразделяется на две подсвиты. *Нижнеларская подсвита* здесь образована чередованием пачек (25–70 м) тонкополосчатых глинистых алевролитов и пачек (5–15 м) переслаивания мелкозернистых песчаников и песчанистых алевролитов. Общая мощность ее в разных пластинах составляет 350–370 м. *Верхнеларская подсвита* состоит из двух частей. Внизу это однородная толща тонкополосчатых глинистых алевролитов (550 м), а вверх она постепенно сменяется четко слоистой толщей грубополосчатых песчанистых и песчано-глинистых алевролитов с многочисленными прослоями песчаника и несколькими пластами известняка (775–865 м).

По своему строению и стратиграфическому положению нижнеларская подсвита уверенно сопоставляется (рис. 2) с скуртской свитой Дигоро-Осетинской зоны и должна относиться по возрасту к верхам зоны *H. falcifer* и зоне *H. bifrons* нижнего тоара, чему не противоречит и находка *Polyplectus* sp. *Верхнеларская подсвита* по своему стратиграфическому положению и строению разреза (особенно на междуречье Ардона–Терека) также уверенно сопоставляется с джимаринской свитой и должна соответствовать верхнему тоару в полном объеме, что подтверждается находками аммонитов, характеризующих зоны *H. variabilis* и *D. levesquei*.

Непосредственно в Псеашхинской зоне Центрального Кавказа разрез юрских отложений на этом и заканчивается. Все описанные выше толщи интенсивно дислоцированы и прорваны секу-

щами дайками диабазов Казбекского комплекса (Письменский, Снежко, 1991), имеющими, по мнению большинства исследователей, байосский возраст. На Восточном Кавказе Псеашхинская зона продолжается Метлюта-Ахтычайской зоной (Панов, 1988), где разрез наращивается ааленскими отложениями, также дислоцированными и прорванными дайками диабазов. На правобережье Самура они несогласно перекрыты верхнеюрскими образованиями Шахдага. Можно предполагать, что отсутствие байосских и батских отложений в Псеашхинской зоне является первичным. Уже с начала байоса здесь возникает Центрально-Кавказская система поднятий, сложенных дислоцированными нижнеюрскими–ааленскими отложениями, которые были пронизаны дайками диабазов.

БЗЫБСКО-КАЗБЕКСКАЯ ЗОНА

Зона протягивается вдоль всего южного склона Большого Кавказа (Панов, 1988). В его центральной части она располагается между Шаухосским разломом на севере и Тибским (Варданянц, 1935) на юге (рис. 1). Последний представляет собой надвиг, по поверхности которого нижне-среднеюрские отложения Бзыбско-Казбекской зоны надвинуты на верхнеюрский-меловой флиш Чаиурского синклинория. Бзыбско-Казбекская зона соответствует осевому трогу бассейна Большого Кавказа и характеризуется непрерывностью разреза нижне-среднеюрских отложений, преобладанием среди них глубоководных глинистых или флишоидных толщ, почти лишенных ископаемых остатков организмов, присутствием вулканогенных образований основного состава. Отложения интенсивно дислоцированы и преобразованы до стадии прото- и мезометагенеза (Чичуа и др., 1985).

На Центральном Кавказе нижне-среднеюрские отложения Бзыбско-Казбекской зоны, подошва которых не вскрыта, подразделены В.П. Ренгартенем (1932) на 4 свиты: циклаурскую, казбекскую, гудошаурскую и бусарчильскую, контакты между которыми он считал тектоническими. Действительно, нижне-среднеюрские отложения образуют здесь чешуйчато-надвиговую систему аккреционного типа строения. Это серия тектонических пластин, разделенных надвигами, падающими к северу. Возраст отложений, слагающих пластины, последовательно омолаживается с севера на юг, а сами отложения в каждой пластине располагаются в нормальной стратиграфической последовательности с падением на север. Местами в одной пластине оказываются не одна, а две смежные свиты, что позволяет определить их нормальные стратиграфические соотношения и утверждать, что все свиты В.П. Ренгартена образуют единый непрерывный разрез (Панов, 1995).

В основании видимого разреза (рис. 2, разрез III) залегает **циклаурская свита** (верхний плинсбах – низы нижнего тоара), которая здесь, в отличие от Псеашхинской зоны, сложена исключительно глинистыми сланцами, среди которых заключены многочисленные покровы подушечных и массивных миндалекаменных базальтов и их лавобрекчий, спилитов, витрофиров, вариолитов, а также согласные субвулканические тела – силлы диабазов (Беридзе, 1981; Письменский, Снежко, 1991; Чихрадзе, 1979; и наши данные). Учитывая эти отличия, Н.Л. Энна (1991) выделил данные образования в две самостоятельные свиты: дзамарашскую и бугультинскую, что вряд ли правильно, так как именно здесь, в районе сел. Циклаури В.П. Ренгартен указывает типовой разрез циклаурской свиты. Мы называем ее циклаурской свитой южного типа.

Содержание вулканогенных образований в циклаурской свите меняется как по разрезу, так и на площади. Наибольшего развития они достигают в междуречье Ардона–Терека (в том числе в Фиагдонском тектоническом покрове) и в долине Терека, где, главным образом, в верхней части свиты выделяются толщи, в которых покровы вулканитов и пластовые тела диабазов достигают 30–60 м мощности и составляют до 60–80% разреза. Так, в долине Терека насчитывается 24 лавовых потока и 14 пластовых тел диабазов суммарной мощностью 299 м (Беридзе, 1981). Общая мощность толщ, содержащих вулканиты, может достигать 450–500 м. Столь же значительную роль магматические образования играют в строении циклаурской свиты в тектоническом покрове Чаухи (Ренгартен, 1932; Суханов, Цветков, 1975). Последний к востоку значительный выход магматических пород отмечен среди отложений циклаурской свиты в истоках р. Асса, в хребте Цингисклде, где нами описана пачка базальтовых покровов и диабазовых силлов с подчиненными слоями глинистых сланцев общей мощностью до 150 м.

В самых южных выходах мощные тела вулканитов и диабазов выклиниваются, и в отложениях циклаурской свиты присутствуют только отдельные пачки (до 10–40 м) и пласты (несколько метров) рассланцованных туфов, реже – подушечных базальтов. Это обстоятельство сближает отложения циклаурской свиты южного и северного (например, в междуречье Ардона–Терека) типа и подтверждает их разновозрастность.

Общая мощность циклаурской свиты южного типа превышает 1100 м. Обычно считается, что поле ее распространения ограничено с юга Адайком-Казбекским надвигом (Варданянц, 1935; Ренгартен, 1932), однако в некоторых местах, где циклаурская свита вскрывается к югу от него (истоки Фиагодона, правобережье р. Сносцкали, истоки Хевсурской Арагви), наблюдается соглас-

ное налегание на циклаурскую свиту вышележащей казбекской свиты. Мы считаем циклаурскую свиту южного типа одновозрастной с одноименной свитой северного типа, возраст которой точно установлен. Некоторым подтверждением этому могут служить находки верхнеплинсбахских аммонитов *Amaltheus subnodosus* Joung et Bird, *Am. striatus* How. (опр. Н.Г. Химшиашвили) в толще глинистых сланцев с горизонтами подушечных лав спилитов и их пирокластов (т.е. аналог циклаурской свиты южного типа) на восточном продолжении Бзыбско-Казбекской зоны в Кахетии, в долине р. Стори (Пруидзе, 1979).

Казбекская свита (верхи нижнего тоара – верхний тоар) согласно залегает на циклаурской и также согласно перекрывается гудошаурской свитой. В.П. Ренгартен (1932) выделил под этим названием “свиту полосчатых глинистых сланцев с частыми прослоями полосчатых же кварцитов”, ... “великолепные обнажения” ... которой ... “можно видеть в левом борту долины Терека между сел. Казбеги и Паншети (с. 18). В этом разрезе, который можно считать стратотипом, как и на всей остальной площади, казбекская свита четко делится на две подсвиты.

Нижнеказбекская подсвита (верхняя часть нижнего тоара) образована неправильным чередованием пачек (10–60 м) массивных песчаников в пластах 0.5–2.5 м, разделенных подчиненными прослоями полосчатых глинисто-алевритовых сланцев, и пачек (15–90 м) тонкополосчатых глинисто-алевритовых сланцев, среди которых также могут быть прослои песчаников. Сами песчаники тоже тонкополосчатые, мелкозернистые, слюдястые, в основании пластов массивные, выше – с горизонтальной и конволютной слоистостью. В некоторых пластах отмечается градационная структура и флишевые иероглифы на подошве. В целом такие пачки часто имеют флишеоидный облик. Соотношение песчаных и глинисто-алевритовых пачек в разрезе не остается постоянным. В истоках Фиагодна роль последних падает, их мощность не превышает 10–30 м, они содержат очень много песчаных прослоев, а песчаные пачки слагают до 60–70% всего разреза. По р. Хевсурской Арагви в северных выходах, наоборот, падает роль песчаных пачек; они более редки, а глинисто-алевритовые пачки возрастают в мощности до 60–80 м, изредка до 120 м, но зато особенно четко полосчатые, с тонким чередованием глинисто-алевритовых и песчано-алевритовых сланцев. По своему облику нижнеказбекская подсвита здесь сходна с нижнеларской подсвитой Псеашхинской зоны. В самых южных выходах по Хевсурской Арагви нижнеказбекская подсвита, напротив, резко опесчанивается и на 50–80% сложена песчаниками, которые ритмично чередуются с полосчатыми глинисто-алевритовыми сланцами. В песчаниках четко выражена градационная

структура, перекрестная, волнистая и конволютная слоистость, крупные слепки борозд размыва в основании пластов, и вся толща имеет типичный облик проксимального флиша. Видимая мощность нижнеказбекской подсвиты в отделенных тектонических чешуях не превышает 500–800 м. Мощность подсвиты в единственном полном разрезе в истоках Фиагодна также 800 м.

Верхнеказбекская подсвита (верхний тоар) повсеместно представляет собой четко слоистую толщу полосчатых глинисто-алевритовых сланцев с очень частыми прослоями песчаных алевритов и многочисленными прослоями песчаника. Лишь иногда выделяются пачки (до 40 м) со сближенными пластами песчаника до 0.5–1.5 м. В некоторых местах (р. Мнаисидон, р. Терхен, левобережье р. Сносцкали) подсвита приобретает типичный облик тонкоритмичного дистального флиша с частым чередованием слоев песчаного алеврита, переходящего в тонкозернистый песчаник (2–5 см), и глинистых сланцев (8–15 см) с отдельными, но довольно многочисленными пластами (20–35 см) песчаника. Нижняя поверхность пластов резкая, вверху отмечается волнистая и косая слоистость. Местами эта флишеоидная толща более груборитмична: глинистые сланцы до 30–50 см, песчаники – 5–25 см, в верхней части пластов при этом появляется типичная конволютная слоистость, а в основании – слепки борозд размыва.

Граница верхнеказбекской подсвиты с перекрывающей ее гудошаурской свитой наблюдалась нами в верховьях рр. Мнаисидон, Терхен, на левобережье р. Сносцкали и по р. Гуданисчала (левый приток р. Хевсурская Арагви в верховье); во всех случаях она имеет согласный характер. То же самое отмечается и другими исследователями в истоках рр. Ардон, Терек, на водоразделе Ассы и Хевсурской Арагви. Мощность верхнеказбекской подсвиты в единственном полном разрезе на правобережье р. Гуданисчала – 1025 м. Видимая мощность в отдельных тектонических пластинах от 320 м (левобережье р. Сносцкали) до 1140 м (р. Терек).

Все известные в литературе находки ископаемых располагаются на востоке, в Хевсуретии и относятся к отложениям казбекской свиты в целом, без точной привязки к подсвитам, так как последние были выделены нами позднее. Так, по р. Чанчахис-Цкали (правый исток Аргуна) у с. Хахабо найдены тоарские белемниты *Mesoteuthis conoidea* Opp., *M. cf. tripartita* Schl., *M. cf. triscissa* Jan., *Dactyloteuthis* sp. (Крестников, 1944). В истоках Аргуна найдены П.И. Авалишвили нижнетоарский аммонит *Dactyloceras* sp. и *Nautilus austracoides* Joung et Bird, причем последняя форма происходит определенно из низов свиты. В верховьях Хевсурской Арагви найдены аммониты *Denck-*

mannia sp., *Naugia* sp., *Grammoceras thouarsense* Orb., *Erycites* sp., *Dumortieria* cf. *bleicheri* Ben., *Pleydellia* cf. *subcompta* Br. (Гиоргобиани и др., 1983), указывающие на присутствие всех трех зон верхнего тоара. Таким образом, тоарский возраст казбекской свиты в целом не вызывает сомнений. Выделение подсвит в ее составе позволяет сопоставить их с подразделениями разрезов Псеашхинской и Дигоро-Осетинской зон, определить возраст подсвит и уточнить возраст всей казбекской свиты (рис. 2). Нижнеказбекская подсвита по своему строению и стратиграфическому положению сопоставляется с нижнеларской подсвитой и ксуртской свитой и относится, следовательно, к верхней части зоны *H. falcifer* и зоне *H. bifrons* нижнего тоара. Видимо, из нее и происходят указанные выше нижнетоарские ископаемые. Верхнеказбекская подсвита также уверенно сопоставляется с верхнеларской подсвитой и джимаринской свитой и относится к верхнему тоару. Именно из нее, судя по описанию вмещающих пород, и происходят верхнетоарские аммониты Хевсуретии.

Гудошаурская свита (верхи зоны *D. levesquei* верхнего тоара и аален) выделена В.П. Ренгартемом как “свита глинистых сланцев”, согласно налегающая на казбекскую свиту и отделенная от вышележащей бусарчильской и верхнеюрских флишевых образований поверхностью Тибского надвига. Стратотип автором не указан. Характерные разрезы гудошаурской свиты наблюдались нами по р. Мнаисидон, правому берегу Терека, по р. Сносцкали и ее притокам, по р. Хевсурская Арагви. Повсеместно это однородная толща черных глинистых сланцев, иногда с прослоями конкреций сидерита, с единичными прослоями конкреционного конгломерата. Почти во всех разрезах отмечаются редкие прослои крупных караваев сидерита и линз мергелистого алевролита. Местами отмечаются линзовидные прослои бурого лимонитизированного сидерита. Прослой песчаника, как правило, редки. Лишь на крайнем юге, в басс. р. Закка, отмечается некоторое увеличение количества прослоев песчаников и алевролитов. Максимальная видимая мощность свиты, наблюдавшаяся нами – 900–1350 м. В бассейне Хевсурской Арагви полная мощность гудошаурской (гуданской) свиты оценивается в 1500 м (Гиоргобиани и др., 1983).

В нижней части гудошаурской свиты по р. Пшавская Арагви (левый приток р. Хевсурская Арагви) найден *Pleydellia mastra* Dum. (Крестников, 1944), а выше на водоразделе Ассы и Хевсурской Арагви у г. Архоти – *Leioceras opalinum* Rein. (Гиоргобиани и др., 1983). Этими находками доказывается присутствие в составе свиты верхов зоны *D. levesquei* верхнего тоара и нижнего аалена, что позволяет сопоставить ее по сходству состава и стратиграфического положения с салгинской свитой Дигоро-Осетинской зоны. Именно это ре-

шение и было предложено нами (Панов, Шевченко, 1964) ранее. Однако сейчас выясняется, что, возможно, гудошаурская свита включает весь ааленский ярус. По данным Н.Л. Энна, в истоках Ардона, по р. Закка она согласно перекрывается бусарчильской свитой, возраст которой не древнее байоса. Те же соотношения указываются и для Хевсурской Арагви (Гиоргобиани и др., 1983). В таком случае верхняя часть гудошаурской свиты должна сопоставляться с койрахской и фортаухской свитами (рис. 2). В пользу этого говорит присутствие в верхах разреза гудошаурской свиты по р. Терхен пачки (до 200 м) чередования глинистых сланцев с мелкозернистыми тонкополосчатыми песчаниками и песчанистыми алевролитами, которая может быть аналогом койрахской свиты. Пачки чередования глинистых сланцев с песчаниками отмечены в верхах гудошаурской свиты и в наиболее мощных разрезах по р. Сносцкали и на правобережье Терека.

В ядре Архотской синклинали на водоразделе Ассы и Хевсурской Арагви над гудошаурской свитой Я.Р. Кипиани выделяет толщу (500–650 м) глинистых сланцев с прослоями песчаников. В нижней части толщи преобладают песчаники с флишевыми иероглифами и с митилоидами *Mutiloceras cinctus* (Goldf.), *M. quenstedti* Pcel., а в верхней господствуют глинистые сланцы с конкрециями сидерита. Я.Р. Кипиани относит эту толщу к бусарчильской свите. Может быть, это и так, но возможно, она образует верхнюю часть гудошаурской (гуданской) свиты, как это считают Т.В. Гиоргобиани и др. (1983). В этом случае нижняя часть толщи будет аналогом койрахской свиты, а верхняя – фортаухской. Гудошаурская свита при этом будет включать в себя и верхний аален и даже самые низы байоса.

Бусарчильская свита (байос и бат?) выделена В.П. Ренгартемом к югу от Тибского надвига в пределах флишевого синклинория, где она, по его данным, выступает в ядрах антиклинальных складок. В настоящее время отложения бусарчильской свиты установлены и к северу от Тибского надвига по всей полосе от р. Закка на западе до р. Хевсурская Арагви на востоке. Во всех изученных нами разрезах свита слагает тектоническую пластину, отделенную надвигом от отложений гудошаурской или казбекской свит на севере и Тибским надвигом от верхнеюрского флиша на юге. Лишь в бассейнах Закка и Хевсурской Арагви отмечается в ряде мест согласное налегание бусарчильской свиты на гудошаурскую.

Стратотип для бусарчильской свиты автором не указан. Типичные, хорошо обнаженные разрезы наблюдались нами в низовье р. Мнаисидон, на левобережье р. Сносцкали, по р. Хевсурская Арагви. Н.Л. Энна описал разрез свиты в бассейне р. Закка. Во всех случаях свита образована ча-

стым, иногда флишоидным чередованием глинистых сланцев и буровато-серых известковистых песчаников с прекрасно выраженными флишевыми иероглифами на подошве. По относительному содержанию тех и других пород бусарчильская свита подразделяется на две подсвиты. *Нижнебусарчильская подсвита* – это толща глинистых сланцев с прослоями конкреций сидерита, с частыми пластами (0.1–0.3 м) песчаника и прослоями тонкополосчатого песчанистого алевролита. Песчаники серые, бурые с поверхности, мелкозернистые, известковистые, с тонкой горизонтальной, выше перекрестно-волнистой слоистостью, с градационной текстурой. На подошве почти всех пластов песчаника прекрасно выражены флишевые иероглифы – слепки борозд размыва. Песчаники составляют до 30% мощности. Видимая мощность подсвиты в отдельных тектонических пластинах – 470–530 м. *Верхнебусарчильская подсвита* отличается отсутствием конкреций сидерита и большей мощностью – до 1–2 м пластов песчаника, которые в отдельных пачках составляют до 50% мощности. В некоторых песчаниках отмечаются плоскоокатанные галечки глинистых сланцев. Максимальная видимая мощность подсвиты на левобережье р. Сносцкали – 400 м. По р. Хевсурская Арагви замеренная нами видимая мощность нерасчлененной бусарчильской свиты составляет около 1100 м.

Находка *Stephanoceras* sp. в бассейне р. Закка (И.Г. Кулаев) указывает на присутствие в составе бусарчильской свиты нижнего байоса. По характеру строения и стратиграфическому положению бусарчильская свита аналогична присутствующим в той же тектонической зоне бзычской свите на северо-западном Кавказе и зурунчайской-гдымской свитам на юго-восточном Кавказе, согласно перекрываемым келловейскими образованиями и относящимся к байосу–бату (Панов, Гуцин, 1987). Это позволяет предполагать присутствие в составе бусарчильской свиты и верхнего байоса, и бата.

Соотношение бусарчильской свиты с келловейскими – верхнеюрскими флишевыми образованиями Чиаурского синклинория неясно, поскольку контакт между ними тектонический – по Тибскому надвигу. На левом берегу Терека напротив с. Коби возле надвига нами (Панов, Шевченко, 1964) были обнаружены линзы конгломерато-брекчий в основном из обломков пород бусарчильской свиты, принятые нами за базальный горизонт флиша. Однако это скорее всего внутриформационные образования, так как среди обломков там есть и мергели из самой флишевой толщи. Это не исключает наличия стратиграфического несогласия – перерыва между бусарчильской свитой и флишем. Но углового несогласия между ними наверняка нет. Те и другие образуют

единую чешуйчато-надвиговую структуру зоны южного склона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделение свит и подсвит в разрезах лейаса–аалена северного склона, осевой части и южного склона Большого Кавказа позволяет уверенно сопоставить эти разрезы между собой и впервые определить возраст свит осевой части и южного склона с большой точностью – до подъярусов и зон. В частности, впервые надежно обоснован нижнеюрский возраст кистинской и циклаурской свит, которые ранее многими исследователями относились к триасу или даже к палеозою. Это оказалось возможным потому, что в лейаса–аалене на территории Большого Кавказа располагался единый бассейн с едиными этапами седиментации. Для байоса и бата точная корреляция свит северного и южного склонов уже невозможна, и возраст бусарчильской свиты южного склона определяется с большой долей условности. Это вызвано появлением с начала байоса в осевой части Большого Кавказа системы центральных поднятий, расчленившей единый до этого бассейн на два самостоятельных.

Точное определение возраста всех свит В.П. Ренгартена позволяет рассматривать разрез нижне-среднеюрских отложений Военно-Грузинской дороги как опорный для всей осевой части и южного склона Большого Кавказа. Более того, корреляция с ним разреза верхнетриасовых и нижне-среднеюрских отложений Горного Крыма (Панов, 1997а) позволяет и там уточнить характер взаимоотношения юрских и доюрских отложений, расчленение и определение возраста нижнеюрских толщ, соотношение лейаса–аалена и байос-батских образований и многие другие вопросы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В.В. О возрастных соотношениях вулканогенного горизонта и циклаурской свиты Северной Осетии // *Материалы по региональной стратиграфии СССР*. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 258–260.

Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1956. № 3. С. 7–33.

Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1975. № 8. С. 5–24.

Безносос Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа // *Тр. Всес. н.-и. ин-та природ. газов.* 1967. Вып. 23/36. 179 с.

Беридзе М.А. Вулканогенные образования, связанные с нижне-среднеюрскими геосинклинальными отложе-

- ниями южного склона Большого Кавказа // Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. 1981. Вып. 72. С. 42–83.
- Варданянц Л.А.* Горная Осетия в системе Центрального Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 25. 108 с.
- Гиоргобиани Т.В., Топчишвили М.В., Закарая Д.П.* Геологическое строение верховьев рек Асса и Хевсурская Арагви // Сообщ. АН Груз. ССР. 1983. Т. 109. № 1. С. 84–88.
- Ежегодник по результатам работ ВСЕГЕИ за 1958 год. Региональная геология // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 32. С. 5–128.
- Зесашвили В.И.* К зональному расчленению юрского сланцевого комплекса на Восточном Кавказе // Тр. Геол. ин-та Груз. ССР. 1979. Вып. 65. С. 12–32.
- Зесашвили В.И.* Стратиграфия юрской сланцевой серии Центрального Кавказа // *Magy. allami föld. intéz. évk.* 1970. V. 54. № 2. P. 219–223.
- Иванов Г.И.* К вопросу о стратиграфическом положении кистинской свиты (Северная Осетия) // Тез. докл. II Конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки: СКГУ, 1963. С. 11–12.
- Казакова В.П.* Ааленский ярус, его зональное расчленение и границы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 205 с.
- Казакова В.П.* Результаты изучения некоторых тоарских, ааленских и нижнебайосских аммонитов из семейства *Hildocerataceae* Nyatt. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 93 с.
- Казакова В.П.* Тоарские хильдоцератиды (аммоидеи) из джигиатской свиты междуречья Бол. Зеленчук – Кубань (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 86–102.
- Кипиани Я.Р.* Дарьяльский массив и кистинская свита: взаимоотношения и возраст // Сообщ. АН Груз. ССР. 1984. Т. 115. № 3. С. 573–576.
- Крестников В.А.* К стратиграфии сланцевой юры Восточного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 6. С. 28–39.
- Крымголец Г.Я.* Аммониты ниже- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1961. 166 с.
- Мельников В.А.* Стратиграфия отложений триаса, нижней и средней юры центральной и западной части Юго-Восточного Кавказа // Тр. по геол. и полез. ископ. Северного Кавказа. Ставрополь: Кн. изд-во, 1967. Вып. 12. С. 53–63.
- Мельников В.А., Мельников Ю.В., Марунич В.И.* О возрасте кистинской свиты междуречья Терек и Ардона (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 127–130.
- Общая зональная шкала юрской системы // Постановл. МСК и его постоян. комиссий. 1978. Вып. 18. С. 32–34.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недр, 1973. 194 с.
- Панов Д.И.* К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1997а. № 3. С. 43–49.
- Панов Д.И.* Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997б. Т. 72. Вып. 5. С. 46–55.
- Панов Д.И.* Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений в центральной части Большого Кавказа (Осетия, Грузия) // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Сев. Кавказа (Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым). Ессентуки: СК РГЦ, 1995. С. 177–179.
- Панов Д.И.* Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13–24.
- Панов Д.И., Гуцин А.И.* Региональная стратиграфическая схема расчленения ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Историческая геология. Итоги и перспективы. Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 82–96.
- Панов Д.И., Пруцкий Н.И.* Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 94–112.
- Панов Д.И., Шевченко В.И.* К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155. № 1. С. 92–95.
- Письменский А.Г., Снежко Е.А.* Особенности ниже-среднеюрского магматизма на территории Северной Осетии (междуречье Фиагдон–Терек) // Тез. докл. VII Краевой конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки: СК ПГО, 1991. С. 73–74.
- Пруидзе М.П.* Магматизм Заалазанской Кахетии // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Гонатлеба, 1979. С. 267–288.
- Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всес. геол.-разв. объедин. 1932. Вып. 148. 80 с.
- Суханов М.К., Цветков А.А.* Магматические породы горного массива Чаухи (Центральный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 1. С. 85–90.
- Топчишвили М.В.* К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений долины р. Ассы (Северный Кавказ) // Сообщ. АН Груз. ССР. 1988. Т. 130. № 1. С. 113–116.
- Топчишвили М.В.* Нижнеюрско-ааленские аммониты Большого Кавказа в пределах Грузии // Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. 1990. Вып. 100. 83 с.
- Химшиашвили Н.Г.* Фауна лейаса Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 108 с.
- Чихрадзе Г.А.* О кистинской свите бассейна р. Терек // Сообщ. АН Груз. ССР. 1975. Т. 80. № 2. С. 385–387.
- Чихрадзе Г.А.* Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.

Чичуа Б.К., Агулов А.Л., Киласония З.Н. и др. Постди-
агенетические преобразования мезозойско-кайнозой-
ских отложений Большого Кавказа и Предкавказья // *Литология и полезные ископаемые*. 1985. № 4. С. 87–
96.

*Эдилашвили В.Я., Леквинадзе Р.Д., Гогиберидзе В.В.,
Шубладзе Р.Л.* К вопросу о возрасте некоторых свит
сланцевой серии Большого Кавказа // *Материалы по
полезным ископаемым Кавказа*. Тбилиси: Гонатлеба,
1979. С. 292–298.

Энна Н.Л. К стратиграфии нижне-среднеюрских отло-
жений междуречья Фиагдон–Терек // Тез. докл. VII
Краевой конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа.
Ессентуки: СК ПГО, 1991. С. 30–31.

Юра Кавказа // Тр. Межвед. стратиграф. комитета.
СПб: Наука, 1992. Т. 22. 192 с.

Рецензент А.С. Алексеев