

М. М. МСТИСЛАВСКИЙ, И. Н. ЗУБРЕВ, А. П. СЕМАШКО, В. М. ШАЛАХОВ,
Б. К. ОКТЯБРЬСКИЙ, Э. Н. БОБЫРИНА, Г. В. ПАКУЛЬНИС, В. М. ЯКШИН

О ЮЖНОЙ ГРАНИЦЕ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ СКИФСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КИММЕРИЙСКОМ ЭТАПЕ В ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

(Представлено академиком А. В. Пейве 27 IV 1970)

Вопрос о южной границе эпигерцинской Скифской (*) платформы важен как для геотектонического, так и металлогенического районирования Центрального Кавказа. За южную границу Скифской плиты принималась Пшекиш-Тырныаузская шовная зона (2, 6). Однако Ю. Г. Леонов (4) и К. О. Ростовцев (12) установили полную идентичность разрезов отложений нижней и средней юры к югу и к северу от Пшекиш-Тырныаузского разлома и отметили, что последний нельзя принимать за границу платформы и геосинклинали. Эта граница предполагается ими к северу от Пшекиш-Тырныаузской зоны. Нами обосновываются иные представления на основании сопоставления горст-антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа со смежными районами, и в первую очередь с Лабино-Малкинской зоной. Последняя представляет собой часть эпигерцинской платформы, имеющую гетерогенный фундамент, прорванный палеозойскими гранитами, и полого наклоненный (5—15°) к северу мезо-кайнозойский чехол (2, 6).

Особый интерес для сопоставления представляют самые низы платформенного чехла. В Зеленчук-Чегемском районе Лабино-Малкинской зоны они начинаются континентальной угленосной хумаринской свитой (900—1000 м) нижнего плинсбаха с базальным конгломератом в основании и завершаются вулканогенным горизонтом шоанской свиты (10—200 м) верхнего его подъяруса. Вулканогенные породы представлены лавами, лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава (2).

К востоку хумаринская свита постепенно уменьшается в мощности до 90 м на р. Баксан и до 25 м на р. Чегем, а в Верхне-Балкарском районе она полностью выклинивается, и там на кристаллические сланцы фундамента непосредственно налегает уже безенгийская свита морского верхнего плинсбаха (2). Однако еще далее к юго-востоку, в Дигоро-Осетинском районе, под безенгийской свитой снова появляются (непосредственно перекрывающая фундамент) более древние горизонты плинсбаха в тех же континентальных фациях: 1) базальный, 2) графитовый, 3) кератофировый. Базальный горизонт конгломератов и песчаников соответствует низам плинсбаха, а кератофировый, вулканогенный, горизонт — его верхам (1).

Таким образом, первые два горизонта Осетии отчетливо сопоставляются с хумаринской угленосной свитой (графитовый горизонт — это метаморфизованные угли), а третий, кератофировый, — с вулканогенами шоанской свиты Лабино-Малкинской зоны. Вулканогенные образования обоих сопоставляемых районов также совершенно аналогичны по составу (первичному), так как в Лабино-Малкинской зоне они представлены базальтами, андезитами и андезито-дацитами, а в Осетии — преимущественно андезитами и дацитами, но сильно альбитизированными и хлоритизированными (1). Как теперь установлено (2), вулканогенный горизонт — это континентальное образование с довольно частыми остатками окаменевших стволов деревьев. Он прослежен, в том числе и нами, на весьма обширной

территории Осетии, Дигории, Балкарии (кератофиры) и Лабино-Малкинской зоны (шоанская свита), как и подстилающие его континентальные угленосные отложения и базальный горизонт плинсбаха.

Проведенное сопоставление однозначно показывает, что рассмотренные горизонты плинсбаха образуют единый разновозрастный чехол, залегающий непосредственно на палеозойском фундаменте не только в Лабино-Малкинской зоне, но и в Балкарии, Дигории, Осетии (²), чему ранее не придавалось должного значения.

Необходимо подчеркнуть еще одно важное обстоятельство. В основании базального горизонта чехла плинсбаха в Осетии, Дигории, Балкарии и на Кисловодском выступе Лабино-Малкинской зоны часто распространены кварцевые конгломераты и гравелиты с каолиновым цементом, которые перекрывают сохранившуюся местами древнюю кору выветривания, наиболее четко выраженную по гранитам. Эта древняя остаточная кора выветривания палеозойских гранитов и переотложенная кварц-каолиновая кора выветривания в основании базального горизонта плинсбаха представляют собой остатки, следы древнего эпигерцинского, предплинсбахского пенеппена. Эта поверхность осталась почти горизонтальной, слабо наклоненной только в Лабино-Малкинской зоне, тогда как в Балкарии, Дигории, Осетии она во многих участках взломана и нередко поставлена на голову. Однако наблюдаемое ныне весьма разнообразное залегание поверхности древнего пенеппена никак не может затушевывать тот факт, что рассматриваемая предплинсбахская поверхность выравнивания фиксировала собой этап эпигерцинской стабилизации, когда сформировалась единая консолидированная структура. Последняя охватывала всю обширную территорию не только Лабино-Малкинской зоны, но и Балкарии, Дигории, Осетии, где на ней формировался столь же широко распространенный континентальный чехол олигомиктовых обломочных, угленосных и вулканогенных формаций плинсбаха.

Распространение этого чехла имеет очень мало общего с линейным распространением толщ в геосинклиналях, но зато полное сходство с площадным распространением свит на платформах, для которых развитие плащеобразных континентальных обломочных олигомиктовых, угленосных и вулканогенных андезито-базальтовых формаций является типичным в отличие от геосинклиналей. Изложенное позволяет всю область развития данного чехла относить к эпигерцинской платформе, а ее границу проводить значительно южнее Пшекиш-Тырныузской зоны, как это принято в настоящее время.

Балкария, Дигория, Осетия расположены на восточном погружении горст-антиклинория Главного Кавказского хребта. В пределах его центрального поднятия вопрос о платформе можно обсуждать лишь на материалах по щелевидным юрским депрессиям. Оказалось, что в Штулинской депрессии столь же отчетливо устанавливаются вышеописанные элементы эпигерцинской платформы. В ее пределах на палеозойском фундаменте нами наблюдался тот же континентальный чехол плинсбаха с базальным и кератофировым горизонтами в пологом (до 30—40°) моноклиналном залегании в районе верховьев р. Урух, по ее правому притоку Танадону и др. По р. Гулару (правый приток Караугома) установлены в крутом залегании остатки предплинсбахского пенеппена, в виде переотложенной каолиновой коры выветривания в базальном горизонте плинсбаха и первичной коры выветривания в подстилающих палеозойских гранитах фундамента.

Е. А. Долгинов (³) показал, что и в Архызско-Клычской депрессии сохранилась очень полого залегающая предъюрская поверхность выравнивания. Над нею юрские отложения, трансгрессивно перекрывающие породы докембрия — нижнего палеозоя, начинаются также напластованиями среднего лейаса, внизу с базальными конгломератами и песчаниками, а выше — с аспидными сланцами с графитом и прослоями диабазов, порфиритов и др.

Таким образом, фактический материал по Осетии, Дигории, Балкарии и целевым юрским депрессиям показывает, что вся территория горст-антиклинория Центрального Кавказа входила в состав эпигерцинской Скифской платформы, за южную границу которой следует принять Главный надвиг Кавказа (рис. 1).

Это был долгоживущий глубинный разлом (¹¹), который, как показал еще А. В. Пейве (¹⁰), разделял две резко различные структурно-формационные области. И действительно, в отличие от рассмотренной выше тектонической обстановки, к югу от Главного надвига в палеозое и мезозое унаследованно развивалась геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа.



Рис. 1. Тектоническая схема Центрального Кавказа. 1 — южная граница эпигерцинской Скифской платформы по Главному надвику Кавказа; 2, 3 — фундамент эпигерцинской платформы: 2 — гранитоиды, 3 — породы нижнего, среднего и верхнего палеозоя; 4, 5 — чехол эпигерцинской платформы: 4 — верхнепермско-триасовый, 5 — мезокайнозойский; 6 — сегменты киммерийской ранне-среднеюрской регенерации (Адайхох-Дарьяльский и Санчаро-Чугушский); 7 — шелевидные юрские депрессии Главного хребта с ослабленной регенерацией; 8 — киммерийские предкембрийские гранитоидные интрузии санчаро-кардывачского, келасурского и кассарско-дарьяльского комплексов; 9, 10 — геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа: 9 — породы десковой серии девона — триаса, 10 — складчатый комплекс аспидной и спилит-порфиритовой формаций нижней и средней юры; 11 — карбонатные «платформенные» (по А. И. Джанелидзе) формации Абхазско-Рачинской зоны; 12 — остаточные альпийские флишевые (Новороссийский, Чиауро-Дибрарский) и наложенные флишеидные (Абино-Гунайский) прогибы; 13 — альпийские эпиплатформенные прогибы Терско-Каспийский и Западно-Кубанский; 14 — альпийские гранитоидные «неоинтрузии»; 15 — неогеновые и антропогеновые наземные вулканические излияния; 16 — разломы: ПТ — Шпекиш-Тырныаузский, БЛ — Бурю-Ларский, АП — Атамажинско-Псеашхинский

Там, в условиях наиболее интенсивного прогибания, в ранней и средней юре накопились типично геосинклинальные спилит-порфиритовая и аспидная формации, смятые в интенсивную геосинклинальную складчатость (¹²). Последняя не имеет ничего общего с преобладающей моноклинальной структурной мезо-кайнозойского чехла Северного Кавказа, осложненной приразломными складками, грабенообразными, целевыми депрессиями при наличии типично платформенного двухъярусного строения с региональным перерывом и корой выветривания в основании плинсбаха, т. е. на границе фундамента и чехла.

Характерные признаки платформенных формаций устанавливаются на Северном Кавказе для вышележащих морских отложений нижней и средней юры. Так, на огромной территории, от Восточного до Западного Кавказа в аалене, а на Западном Кавказе от домера до байоса, среди песчано-глинистых отложений распространены конкреции и прослои сидеритов, оолитовых железняков и глинисто-шамозитовых известняков. Распространение оолитовых железняков и сидеритов очень типично для платформ, в пределах которых как раз и локализованы месторождения руд такого состава, и в частности все юрские железорудные месторождения Восточно-

Европейской платформы: лейасовые руды Германии, лотарингские руды Франции, бельгийские минетты и т. д. (13).

На рассмотренной территории юга эпигерцинской платформы имеются два сегмента: Адайхох-Дарьяльский на востоке и Санчаро-Чугушский на западе, расположенные соответственно между Главным надвигом и Бурон-Ларским разломом и Главным надвигом и Атамакинско-Псеаххинским разломом (рис. 1). В Санчаро-Чугушском сегменте верхнепермские и триасовые осадки, общей мощностью не более 1,5 км, к северу от Главного Кавказского разлома имеют платформенный характер (14), залегая с резким региональным несогласием на среднепалеозойском и докембрийском фундаменте. Следовательно, на Западном Кавказе платформенный чехол начал формироваться уже в верхней перми. К платформенным осадкам, по-видимому, можно отнести также и пермские отложения Адайхох-Дарьяльского сегмента, которые представлены обоими отделами пермской системы в морских фациях сланцев и известняков, общей мощностью всего лишь 500—600 м (7). Для сравнения укажем, что в межгорном позднегерцинском прогибе Передового хребта Северного Кавказа континентальная красноцветная моласса одной только нижней перми превышает по мощности 3000 м.

В то же время в обоих сегментах на платформенных осадках перми и триаса залегают мощная (до 5—7 км) типично геосинклинальная аспидная формация нижней и средней юры с пластовыми телами диабазов и порфиритов, интенсивно дислоцированная и прорванная среднеюрскими (батскими) складчатостями и орогенными интрузиями санчаро-кардывачского комплекса (2) и кассарского, дарьяльского массивов также нижнемезозойского (5) или батского возраста (8). Данные соотношения заставляют выделять названные сегменты как области киммерийской регенерированной геосинклинали (рис. 1).

Рассмотренная тектоническая зональность определяет и специфику размещения ряда металлов. Например, киммерийское медно-пирротинное оруденение Северного Кавказа приурочено в целом к сегментам киммерийской регенерации, а промышленные свинцово-цинковые месторождения (Садон, Згид и др.) локализованы непосредственно севернее этих сегментов, на более жесткой части платформы, активизированной по разломам также в юрское время. Отнесение зоны Главного хребта не к геосинклинали, а к активизированной части платформы повышает перспективы поисков ряда металлов и позволяет по-новому подходить к металлогеническому районированию Центрального Кавказа.

Поступило
24 IV 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Л. А. Варданянц, Тр. Центр. н.-и. геол.-разв. инст., в. 25 (1935). ² Геология СССР, 9, Северный Кавказ, ч. 1, 1968. ³ Е. А. Долгинов, Сов. геол. № 41 (1958). ⁴ Ю. Г. Леонов, Бюлл. МОИП, отд. геол., 4 (1) (1966). ⁵ В. А. Мельников, Сов. геол., № 4 (1962). ⁶ Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин, Геологическое строение Кавказа, М., 1963. ⁷ Ю. Г. Моргунов, В. И. Славин, ДАН, 149, № 2 (1963). ⁸ М. М. Мстиславский, Бюлл. МОИП, отд. геол., 45 (6) (1970). ⁹ М. В. Муратов, Сов. геол., 48, (1955). ¹⁰ А. В. Пейве, Сов. геол., № 7 (1945). ¹¹ А. В. Пейве Изв. АН СССР, сер. геол., № 3 (1956). ¹² К. О. Ростовцев, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1967). ¹³ Н. М. Страхов, Основы теории литогенеза, Изд. АН СССР, 1960. ¹⁴ В. Е. Хаин, С. Л. Афанасьев и др., В кн. Геология Центрального и Западного Кавказа, 3, 1962.