

УДК 551.24(470.6)

ГЕОЛОГИЯ

Ю. Я. ПОТАПЕНКО, В. А. СНЕЖКО

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОКРОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ СЕВЕРНОГО ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

(Представлено академиком Г. С. Дзюценидзе 19 VI 1972)

Метаморфический комплекс Северного Приэльбрусья слагает складчатый фундамент Северо-Кавказской моноклинали, входящей в состав эпигерцинской Скифской плиты. Фундамент обнажен по глубоко врезанным долинам рек Чегем, Баксан, Малка и Кубань, а на водораздельных пространствах перекрыт полого залегающими юрскими отложениями. Метаморфический комплекс включает докембрийские чегемскую и хасаутскую серии, структура и возрастные соотношения которых окончательно не выяснены (⁵, ⁹). Наибольшее площадное распространение имеет чегемская серия, слагающая полосу шириной 2—7 км. С юга серия по субширотному Северному разлому контактирует со среднепалеозойскими отложениями зоны Передового хребта, а на севере сменяется хасаутской серией, на которой с угловым несогласием залегают песчаники кембрийской урлешской свиты (⁸).

В 1963—1964 и 1971 гг. авторы проводили изучение складчатых структур и картирование маркирующих горизонтов чегемской серии, которая понимается (⁸) в объеме одноименной свиты Д. С. Кизевальтера (⁵). При этом была выявлена разрывная структура покровного типа, ранее неизвестного в доюрском основании Большого Кавказа.

Чегемская серия сложена породами зеленосланцевой фации метаморфизма (⁵, ⁶). Преобладающая их часть представлена мелкозернистыми сланцами преимущественно хлорит-альбитового и мусковит-альбит-кварцевого составов. В южной полосе выходов, примыкающей к зоне Передового хребта, Д. С. Кизевальтером (⁵) выделена так называемая шаукольская толща средне- и крупнозернистых порфиробластовых сланцев. Сланцы шаукольской толщи испытали интенсивный порфиробластез и характеризуются массовым распространением посткинематических порфиробластов альбита (⁴⁻⁶). Установлено метасоматическое происхождение этих пород за счет мелкозернистых сланцев чегемской серии (⁵). При геологической съемке междуречья Баксан — Малка, проведенной в 1956—1957 гг. сотрудниками Кавказской экспедиции Московского университета, были намечены границы распространения порфиробластовых сланцев, секущие в ряде мест под тем или иным углом простирание пород чегемской серии. Эти данные истолковывались как постепенный переход мелкозернистых сланцев по простиранию в порфиробластовые. Однако в целом причины, обусловившие распространение альбитизированных сланцев в установленных границах, остались неясны (⁵).

При детальном структурно-геологическом картировании междуречья Баксан — Гижгит авторами были существенно уточнены границы распространения сланцев шаукольского типа. Выяснено, что мелкозернистые сланцы, слагающие склоны долины р. Баксан, не переходят по простиранию на запад в порфиробластовые сланцы, а контактируют с последними по пологому Гижгитскому разрыву. Обнаруженная структура может быть отнесена к категории покровов (¹¹), поскольку амплитуда горизонтального перемещения по ней превышает 5 км (см. рис. 1). Пок-

ров сложен породами той же тектонической зоны, что и подстилающие образования, поэтому, в соответствии с общепринятой терминологией, тело Гижгитского покрова именуется в дальнейшем парааллохтоном, а поднадвиговое крыло — параавтохтоном.

Гижгитский разрыв, ограничивающий снизу парааллохтон, имеет слабовыпуклую форму. В южной части, на левом борту ручья Камык-су (приток р. Баксан) и до водораздела рек Баксан — Гижгит, поверхность разрыва имеет пологое ($10\text{--}12^\circ$) падение на юг. Севернее водораздела

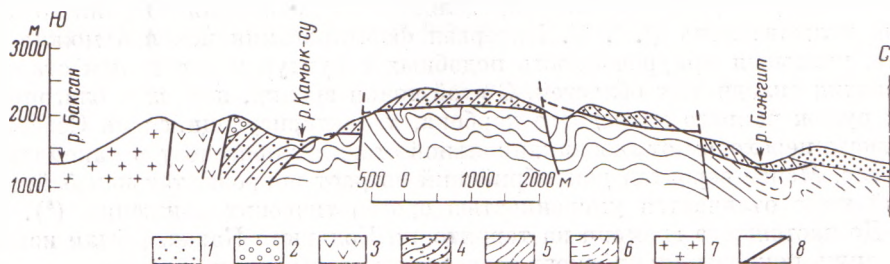


Рис. 1. Разрез через восточную часть Гижгитского покрова. 1 — нижняя юра; 2 — средний — верхний карбон; 3 — средний палеозой; 4—6: докембрий: 4 — порфиробластовые сланцы чегемской серии, 5 — мелкозернистые сланцы чегемской серии, 6 — сланцы хасаутской серии; 7 — кайнозойские (?) гранитоиды эльджуртинского типа; 8 — разломы

до русла р. Гижгит покров погружается на северо-запад под углом $8\text{--}15^\circ$, а на левобережье р. Гижгит, по-видимому, вновь приобретает пологое южное падение. Покров рассечен тремя крутыми посленижнеюрскими сбросами с амплитудой смещения $50\text{--}300$ м (см. рис. 1).

Картированием установлена извилистая, хорошо вписывающаяся в рельеф конфигурация восточной части надвига. На всем протяжении этой границы наблюдается резкая смена по вертикали мелкозернистых сланцев крупнозернистыми порфиробластовыми породами шаукольского типа. В зоне контакта присутствуют маломощные ($5\text{--}15$ см) черные милониты. Северная граница покрова скрыта под чехлом нижнеюрских отложений, на запад он прослеживается в верховьях р. Гижгит, до устья р. Суарык, где гипсометрически ниже порфиробластовых сланцев вновь появляются выходы мелкозернистых пород чегемской серии. Южная граница описываемой структуры неизвестна. Судя по наличию небольшого выхода мелкозернистых хлорит-альбитовых сланцев на левом борту ручья Камык-су (тектоническое окно?), пологое южное падение поверхности нарушения сохраняется до ширины русла указанного ручья. Корневая часть покрова, вероятно, располагается между ручьями Камык-су и Северным разломом.

Внутренняя структура парааллохтона не может быть расшифрована с достаточной полнотой из-за интенсивного порфиробластеза и плохой обнаженности. По элементам залегания сланцеватости намечаются две крупные симметричные антиклинали, разделенные синклиналью. В действительности возможно более сложное строение парааллохтона, о чем свидетельствуют реликты мелких изоклинальных складок, опрокинутых к югу.

Структура параавтохтона Гижгитского покрова характеризуется наличием линейно вытянутых складок с осевыми поверхностями, слегка наклоненными на юго-запад, и шарнирами, погружающимися на юго-восток под углами $5\text{--}10^\circ$. Эти складки, имеющие длину полуволны от $0,1$ до 1 км, усложнены складчатостью более высоких порядков и микроплойчатостью. И складки, и сопряженный с ними кливаж осевой плоскости срезаются надвиговым нарушением.

Южная вергентность складок в параавтохтоне, казалось бы, дает основание предполагать перемещение аллохтонных масс с севера. Однако выше было показано, что корневая часть Гижгитского покрова распола-

гается на юге (см. рис. 1). Этот вывод подтверждается отсутствием порфиробластовых сланцев к северу от изученного района по крайней мере на протяжении 30 км ⁽³⁾.

Домезозойский возраст покрова устанавливается вполне определенно по перекрытию его поверхности базальными слоями нижней юры. Учитывая, что в верховьях р. Гижигит на породах парааллохтона и параавтохтона залегают песчаники среднего карбона, покров следует считать досреднекарбоновым. Нижний возрастной предел не может быть древнее процесса альтизации, возраст которого определяется от докембрия до раннего карбона включительно ^(5, 6, 8). Интервал формирования покрова можно сузить, учитывая приуроченность подобных структур к орогенным стадиям развития складчатых областей. С этой точки зрения, наиболее благоприятен рубеж раннего и среднего карбона, характеризующийся на Северном Кавказе переходом от геосинклинальной стадии к орогенезу и накоплению моласс. Менее вероятен докембрийский возраст покрова, так как байкальский цикл отличается умеренностью орогенетических движений ⁽⁸⁾.

До настоящего времени на территории Большого Кавказа были известны лишь покровы альпийского возраста поверхностного, или гельветского, типа ^(3, 10). В становлении большей их части существенная роль принадлежит гравитационному скольжению. Выявленный досреднекарбоновый Гижигитский покров относится к иному генетическому типу. По соотношению со складчатыми структурами он наиболее близок к покровам скалывания, изученным в Шотландском надвиговом районе ⁽²⁾ и на Урале ⁽⁷⁾. Возникновение его, по-видимому, совпадает с эпохой герцинского (предсреднекарбонового?) гранитообразования в осевой части Большого Кавказа (зона Главного хребта). При формировании в этой зоне глубинного гранит-мигматитового купола в прилегающих тектонических зонах могли возникать тангенциальные усилия, которые и явились причиной образования Гижигитского покрова. Представляется вероятным обнаружение подобных структур и в других районах Северного Кавказа.

Поступило
22 V 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. В. Белоусов, Структурная геология, М. 1971. ² С. П. Бубнов, Основные проблемы геологии, М., 1960. ³ И. А. Воскресенский, В. Е. Хаин, А. М. Шурьгин, Вестн. Московск. ун-в., сер. геол., № 4 (1963). ⁴ Г. М. Заридзе, Т. Г. Казахишвили, В кн.: Геология Центр. и Зап. Кавказа, Тр. Кавказск. эксп. Всесоюз. аэрогеол. треста и Московск. ун-в., 3, М., 1962. ⁵ Д. С. Кизевальтер, В кн.: Матер. по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, Тр. Кавказск. эксп. Всесоюз. аэрогеол. треста и Московск. ун-в., Ставрополь, 1960. ⁶ И. С. Красивская, Изв. высш. учебн. зав., геол. и разв., № 5 (1963). ⁷ К. Н. Плюснин, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4 (1969). ⁸ Ю. Я. Потапенко, ДАН, 187, № 1 (1969). ⁹ Ю. Я. Потапенко, В. И. Огородникова, Геотектоника, № 2 (1971). ¹⁰ В. Е. Хаин, С. Л. Афанасьев и др., В кн.: Геология Центр. и Зап. Кавказа, Тр. Кавказск. эксп. Всесоюз. аэрогеол. треста и Московск. ун-в., 3, М., 1962. ¹¹ W. Schwan, Neues Jahrb. Geol. und Paläont., Abh. 124, № 2 (1966).