

УДК 551.24(479.2)

П. Г. АЛОЯН

СТРУКТУРА СОМХЕТСКОГО СЕГМЕНТА  
МАЛОГО КАВКАЗА

Сомхетский сегмент располагается между Куринской впадиной на востоке и Ахалкалакским вулканическим нагорьем на западе, охватывая собственно Сомхетские горы. В структурном отношении Сомхетский сегмент представляет собой шовную зону на границе между двумя интрагеоантиклиналями. В первой половине альпийского геотектонического цикла эти интрагеоантиклинали развивались в общем сходно как области поднятия. В кайнозой их судьбы оказались различными: Куринская интрагеоантиклиналь с олигоцена испытала значительное прогибание и превратилась в межгорный прогиб, тогда как Ахалкалакская интрагеоантиклиналь устойчиво сохранилась в качестве области относительного поднятия вплоть до конца альпийского цикла [8]. В отличие от «устойчивых» бортов, шовная зона (Сомхетский сегмент) в течение альпийского тектонического цикла испытала интенсивное прогибание и складчатость.

Вопросы тектоники Сомхетского сегмента изучены сравнительно слабо. Имеющиеся представления, за редким исключением, основываются на региональных геологических построениях и носят схематический характер. В настоящей статье автор на основании многолетних детальных исследований излагает новые данные по тектонике области замыкания Сомхетской интрагеосинклинали и предлагает новую структурную схему этого региона.

**Краткая история колебательных движений и осадконакопления**

Видимый разрез отложений Сомхетского сегмента начинается метаморфическими сланцами и эффузивами докембрия—нижнего палеозоя, развитыми в районе Локского массива, а также к юго-востоку от рассматриваемой области—в верховьях р.р. Ахум и Асрик. Во всех выходах отложения среднего палеозоя-триаса отсутствуют, а метаморфические породы несогласно перекрываются однотипными, исключительно терригенными образованиями нижней юры—нижнего аалена, мощностью 350—500 м [1]. Для нижнеюрского времени нет никаких признаков существования интрагеосинклинали. В эпоху образования среднеюрских вулканогенно-осадочных образований впервые проявилась индивидуальность развития Сомхетского сегмента. Он распался на две зоны: Сомхетскую интрагеосинклинали—на северо-востоке и Леджанскую интрагеоантиклиналь—на юго-западе. Граница этих зон проходила по центральной части современных Сомхетских гор. Начало вулка-

низма в Сомхетской интрагеосинклинали совпало с началом интенсивного прогибания в раннем байосе и достигла максимума в верхнем байосе. Общая мощность отложений средней юры 3700 м. Прогибание интрагеосинклинали было неравномерным и резко дифференцированным. На крайнем северо-западе с начала юры устойчиво воздымалось Локское поднятие, а в верхнем байосе на юго-востоке формируется Дебедское поднятие. Последнее, в отличие от первого, появилось на месте, испытывавшем интенсивное прогибание с излиянием диабазовых порфиров и их пирокластолитов мощностью 1800 м. Дебедское поднятие по мере разрастания гоняло волну прогибания. Такая миграция со стороны Локского поднятия не устанавливается: в течение средней юры прогиб, окаймляющий Локское поднятие, устойчиво сохраняет свое положение. Этот прогиб был сложен из отдельных овальных ванн с разной интенсивностью прогибания. К северо-западу от поднятия мощности осадков не превышали первые сотни метров (возможно и вовсе отсутствовали), тогда как на юго-востоке, в отдельных ваннах (бассейн р. Гур), мощности достигали 1700 м [2]. Зажатый между Локским и Дебедским разновозрастными и разнородными поднятиями бассейн прогибания среднеюрского времени распался на небольшие изолированные овалы, в которых поочередно происходило обращение колебательных движений. Частная инверсия произошла в конце бата. Верхнеюрская история развития интрагеосинклинали характеризуется резким снижением интенсивности прогибания и вулканической деятельности, а также частыми перерывами в осадконакоплении [1, 5]. Резкие изменения претерпели и фации отложений: отлагаются преимущественно терригенно-карбонатные и обломочные породы, слабо проявляется вулканизм. Мощность отложений верхней юры 700 м. На границе неокома и апта Сомхетская интрагеосинклинали претерпела общую инверсию геотектонического режима и превратилась в центральное поднятие [2, 8, 9]. Последнее соответствовало форме интрагеосинклинали и замыкалось в районе Локского гранитного массива. Геотектонические условия в альб-эоцене характеризовались совершенно отличным от юры планом распределения колебательных движений: Куринская и Леджанская интрагеоантиклинали начинают погружаться с одновременным развитием вулканизма. В Куринской зоне представлен полный разрез верхнемеловых отложений, являющийся резко трансгрессивным [14]. В Леджанской зоне верхнемеловые отложения не обнажаются; здесь развиты палеогеновые отложения. В раннесреднеэоценовое время Леджанская зона представляла собой неглубокий бассейн, где накапливались терригенно-карбонатные и вулканогенные осадки мощностью первые сотни метров. В это время в центральной части бассейна возникло Архашанское подводное поднятие. Последнее, разрастаясь, в конце среднего эоцена превращается в поднятие и с дальнейшим ростом накатывается на окаймляющий его прогиб, в котором происходит накопление мощных толщ вулканогенных и терригенно-вулканогенных пород кислого состава мощностью 3000 м [3]. Архашанское поднятие среднего эоцена, как и Локское поднятие

раннеюрского времени, появилось на месте, не испытавшем интенсивного погружения, с той лишь разницей, что оно интенсивно росло и гоняло волну погружения. В конце эоцена Леджанская зона утратила тенденцию к прогибанию и вовлеклась в общее поднятие. В олигоцене продолжается поднятие области, несмотря на отдельные кратковременные трансгрессии. В плиоцен-четвертичное время происходит дальнейший рост поднятий, сопровождающийся резкой активизацией континентального вулканизма платформенного типа [15]. Таким образом, альпийский геотектонический цикл развития Сомхетского сегмента четко делится на три этапа: первый этап—юра-неоком, второй этап—альб-эоцен и третий этап, характеризующийся преобладанием восходящих движений,—олигоцен-антропоген.

### Современная структура

Сомхетский сегмент, по тектонической схеме К. Н. Паффенгольца, входит в состав Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа и складывается из двух структурных элементов: Алавердской антиклинали—на северо-востоке и Лорийской синклинали—на юго-западе [14]. В настоящее время большинство исследователей на месте единой антиклинали выделяют Локскую и Алавердскую антиклинали и разделяющую их Лалварскую синклиналь. При этом юго-западная граница Сомхето-Карабахской зоны проводится по северо-восточному борту Лорийской синклинали—по линии несогласного залегания эоцена на юру [6, 9, 11]. В пределах Сомхетского сегмента мы выделяем две разновозрастные зоны: юрскую—Сомхетскую—на северо-востоке (центральное поднятие неокома) и эоценовую—Леджанскую—на юго-западе (краевой прогиб центрального поднятия). Граница этих зон проходит по центральной части современных Сомхетских гор и выражена Сомхетским глубинным разломом<sup>1</sup>. Сомхетская доинверсионная интрагеосинклиналь имела гетерогенное строение и распадалась на области геосинклинального и парагеосинклинального режимов развития, разграниченных Банушской зоной глубинных флексур, сбросов и надвигов. К юго-востоку от этой границы располагается собственно Сомхетская зона, а к северо-западу—Локская парагеосинклинальная подзона. Северная граница Сомхетской зоны проходит по зоне Локского широтного разлома [4, 9, 10, 12], а восточная—по Куринской интрагеоантиклинали (с олигодена межгорный прогиб), выражена глубинными флексурами и серией сбросов. Леджанская зона с юго-запада разграничена Дзорагетским разломом (рис. 1). В составе Локской подзоны выделяются одна крупная антиклиналь широтного простирания и два небольших идиоморфных поднятия (Ахкерпинский и Гурский). Локская антиклиналь в плане имеет неправильную овальную форму. В структурном отношении это—прерывистая

<sup>1</sup> Анализ фактического материала и детальное описание Сомхетского разлома (зоны сочленения) приводится в другой работе автора («Геотектоника», № 1, 1968).

складка сундучного типа, обрамленная ступенями резко выраженных флексур. В ядре антиклинали обнажается «фрагмент» раннепалеозойского метаморфического и магматического комплекса. Последний обтекается молодыми образованиями и срезается границами альпийских структур. В течение альпийского геотектонического цикла этот небольшой обломок испытал режим срединного массива. Моноклиналильные крылья Локской антиклинали осложнены небольшими флексурами и брахискладками. В составе собственно Сомхетской зоны выделяются

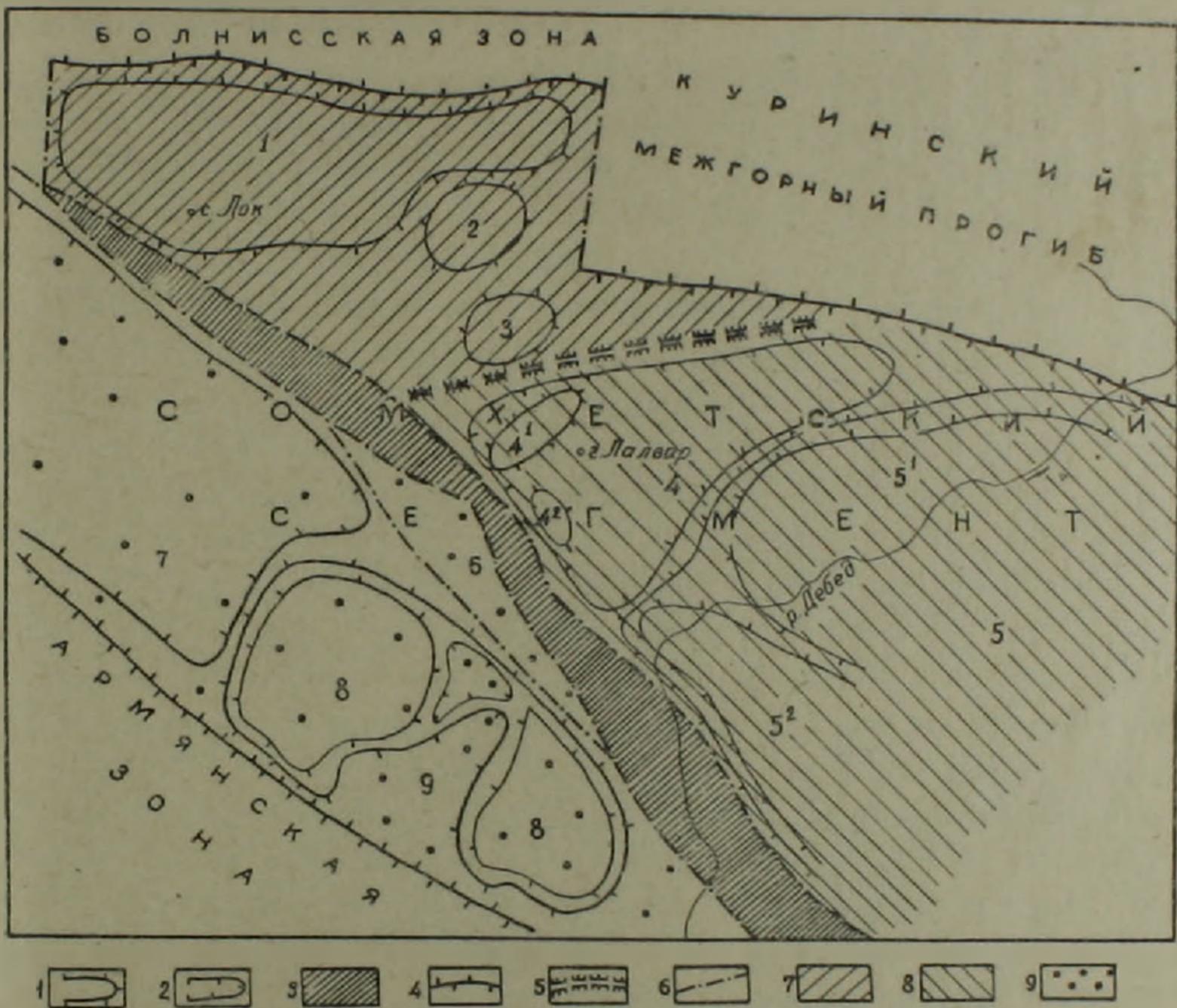


Рис. 1. Структурная схема Сомхетского сегмента. 1—антиклинали разного порядка и морфологии, 2—синклинали, 3—зона Сомхетского разлома (зона сочленения), 4—зоны краевых разломов и глубинных флексур, 5—зона Банушского разлома, 6—разломы разного порядка. Сомхетская зона (центральное поднятие с неокома): 7—Локская (юрская) парагеосинклиналильная подзона, 8—собственно Сомхетская (юрская) интрагеосинклиналиль. 9—Леджанский (эоценовый) краевой прогиб. Обозначения на схеме: 1—Локская антиклиналь, 2—Гурский купол, 3—Ахкерпшинский купол, 4—Лалварский синклинорий: 4<sup>1</sup>—Алавардское валоподобное поднятие, 4<sup>2</sup>—Качачкутская брахиантиклиналь; 5—Алавердский антиклинорий: 5<sup>1</sup>—Дебедская антиклиналь, 5<sup>2</sup>—Болоркондская антиклиналь; 6—Бардутская моноклиналиль, 7—Привольненская синклиналиль, 8—Архашанский антиклинорий, 9—Агаракская синклиналиль.

Лалварский синклинорий, Дебедская и Болоркондская антиклинали. Последние входят в состав Алавердского антиклинория второго порядка. Лалварский синклинорий представляет собой обширную пологую седловину северо-восточного простирания. Ось складки проходит к се-

веро-западу от г. Лалвар. Мульда синклинория сложена отложениями среднего эоцена и вырисовывается довольно четко: крылья сложены отложениями оксфорда, бата и верхнего байоса. Крылья синклинория осложнены идиоморфными поднятиями типа брахиантиклиналей (Качачкутская) и валоподобных поднятий (Алавердское). Болоркондская антиклиналь располагается на правом берегу р. Дебед и вытянута в северо-западном направлении вдоль Сомхетского разлома. Складка сложена отложениями верхнего байоса и имеет характерный коробчатый облик. Плоский свод складки осложнен синклинальным прогибом. На северо-западной периклинали она приобретает характер сводообразного перегиба и резко погружается под Лалварский синклинорий. Северо-восточнее Болоркондской сундучной складки располагается Дебедская брахиантиклиналь с пологими падениями крыльев. Ядро складки сложено вулканогенно-осадочными образованиями верхнего байоса. На периклиналях она осложнена структурными террасами, пологими поперечными антиклинальными перегибами типа структурных носов и небольшими складками, ориентированными параллельно кралям складки и осложнены осевыми разрывами типа сбросов и взбросов. В результате перемещения вдоль разрывов сводовая часть антиклинали опущена. Складка пронизана силлами кварцевых и бескварцевых альбитофиров и веерообразным пучком даек. Ядро антиклинали прорывается Ахпатским и Цахкашатским интрузивными массивами, а северо-восточное крыло—Шнох-Кохпским. Следует добавить, что вышеуказанные идиоморфные складки Сомхетской зоны структурно однотипны, прорваны небольшими интрузивными телами кислого состава и образуют тектоническую зону длительного развития (юра-эоцен).

Леджанская зона целиком, или ее значительная часть, на всех существующих схемах выделяется как «обширная Лорийская синклиналь». В одном случае это в составе Сомхето-Карабахской зоны [14], а в другом—Присеванской [6, 9, 11]. Наши исследования показали, что вместо синклинория имеем сложнопостроенную зону. Вдоль северо-восточной бровки Леджанской зоны вытянута Бардутская моноклиналиная полоса. Она сложена вулканогенно-осадочными образованиями верхов среднего эоцена, падающими на юго-запад под углами 15—20°. Моноклиналиная полоса ограничена региональными тектоническими нарушениями, вдоль которых цепью вытянуты многочисленные штоки и дайкообразные тела кислого состава, а также крупные рвущие тела диабазовых и андезитовых порфиритов. В центральной части Леджанской зоны располагается Архашанский антиклинорий второго порядка, сложенный вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена. Антиклинорий имеет сложное внутреннее строение: в его составе выделяются горст-антиклиналь, сундучная антиклиналь и сочленяющая их блюдцеобразная синклиналь. Складка прорвана крупными дайками, небольшими штоками плагиогранитов и кварцевых порфиритов, а также рвущими телами дацитовых порфиритов. К северо-западу и юго-западу от Архашанского антиклинория располагаются соответственно При-

вольненская и Агаракская синклинали. Привольненская синклиналь сложена вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего эоцена. Восточная центриклиналь складки в виде клина, ограниченного встречными сбросами, вклинивается между Архашанским антиклинорием и зоной Сомхетского разлома. На этом участке синклиналь сильно осложнена мелкими структурами и диапировыми складками. Агаракская синклиналь имеет асимметричное строение и сложена вулканогенными образованиями олигоцена. Складка простирается на северо-запад с углами падения крыльев  $30-35^\circ$ .

Вышеизложенный материал показывает, что в Локской подзоне и Леджанской зоне широко развиты идиоморфные складки сундучного типа с плоским сводом и резко выраженными, почти вертикальными крыльями асимметричного строения. Единство морфологических типов складок этих зон является прямым следствием их режима развития: в одном случае, как парагеосинклинальная область периферии интрагеосинклинали, а во втором—как краевой прогиб центрального поднятия. Рассматриваемый сектор собственно Сомхетской зоны представляет собой краевую зону среднеюрской интрагеосинклинали и потому здесь развиты складки промежуточного типа в виде коробчатых и брахискладок. Принципиальная разница последних от складок Локской и Леджанской зон заключается в том, что в первом случае антиклинальная форма была приобретена в результате более поздней смены поднятием предшествовавшего прогибания; во втором случае такого предшествовавшего прогибания либо нет, либо оно заканчивается в самом начале цикла.

Предложенная структурная схема Сомхетского сегмента хорошо интерпретирует геофизические поля. Особенно следует отметить, что зона Сомхетского разлома представляет собой границу между двумя разнохарактерными гравитационными и магнитными полями и четко фиксируется широкой полосой повышенных градиентов силы тяжести [13].

#### Место и время проявления интрузивного магматизма

В пределах Сомхетского сегмента интрузивные породы имеют широкое распространение. В настоящее время общепринято, что крупные интрузивные массивы Туманянского района прорывают ядро Алавердского антиклинория. Структурный анализ места и времени проявления интрузивов Сомхетского сегмента показывает, что с такой постановкой вопроса сегодня трудно согласиться. Выделенные тектонические блокзоны, испытавшие различный режим геотектонического развития, резко отличаются друг от друга также проявлением интрузивного магматизма, а следовательно, проницаемостью земной коры. В Локской подзоне, испытавшей парагеосинклинальный режим развития, интрузивы альпийского цикла имеют крайне ограниченное развитие. Они преимущественно

развиты по краям подзоны в виде небольших тел плагиогранит-порфиров, альбитофиров и кварцевых габбро-диоритов верхний мел-палеоценового возраста [3]. В Леджанской зоне среднего эоцена интрузивные породы также слабо развиты. Здесь, как и в Локской подзоне, интрузивы разбросаны по краям зоны и приурочиваются к структурам высокого порядка. Интрузивы этой зоны представлены мелкими телами преимущественно кислого состава. Они прорывают отложения среднего эоцена и датируются как послесреднеэоценовые, что хорошо согласуется с предолигоценным возрастом складчатости зоны. В Сомхетской зоне интрузивные породы имеют очень широкое распространение и представлены крупными массивами и дайками различного состава: от габбро до плагиогранитов. Здесь же интенсивно проявляются процессы гидротермального изменения мощных вулканогенно-осадочных толщ [7]. Эти данные свидетельствуют о рассеянной проницаемости земной коры Сомхетского блока. В структурном отношении интрузивы этой зоны делятся на две группы: одна группа интрузивов приурочена к бортам северо-западного замыкания Сомхетской зоны, а другая—приурочена к осевой полосе зоны и связана со структурами высокого порядка. Детальный анализ фактического материала показывает, что возраст крупных интрузивных массивов краевой полосы Сомхетского блока определяется возрастом складчатости, а возраст интрузивов второй группы—возрастом (частной) инверсии геотектонического режима [3]. К интрузивам первой группы относятся Банушский и Шнох-Кохпский массивы верхний мел-палеоценового возраста [3]. Пространственно к этой группе интрузивов примыкают также Качачкут-Агвинская и Лалварская группы интрузивов послесреднеэоценового возраста. Формирование последних обусловлено доолигоценным возрастом складчатости соседней Леджанской зоны, а также магматической и тектонической активизацией разломов, ограничивающих Сомхетский блок (зону). К интрузивам осевой полосы относятся Цахкашатский и Ахпатский интрузивы батского (возможно верхняя юра-некомского) возраста. Некоторые исследователи к среднеюрскому комплексу относят только Ахпатский массив [13].

Армянский научно-исследовательский  
и проектный институт цветной  
металлургии МЦМ СССР

Поступила 30.V.1977.

Պ. Գ. ԱԼՈՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՍՈՄԵՆԵԹԻ ՀԱՏՎԱՄԱՄԱՍԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ն Վ

Սոմխեթի հատվածի սահմաններում հեղինակն անջատում է Սոմխեթի և Լեջանի տեկտոնական բլոկները: Այս բլոկ-գոտիները սահմանադրվում են խորքային խզումներով:

Սոմխեթի մինչինվերսիոն ինտրադեոսինկլինալն ունեցել է հետերոգեն կառուցվածք և բաղկացած է գեոսինկլինալային (բուն Սոմխեթի գոտի) ու պարագեոսինկլինալային (Հոբի ենթագոտի) մարզերից: Հոբի և Հեջանի գոտիներում լայն տարածում ունեն սեղանատիպ իդիոմորֆ ծալքերը: Մալքերի մորֆոլոգիական նմանությունը պայմանավորված է այդ գոտիների դարդացմամբ՝ մի դեպքում որպես գեոսինկլինալի պարագեոսինկլինալային ծայրամաս, իսկ մյուս դեպքում, որպես կենտրոնական բարձրացման կզրային իջվածք:

Հողվածում նկարագրվող բուն Սոմխեթի գոտու հատվածամասն իրենից ներկայացնում է ինտրադեոսինկլինալի ծայրամաս, որով և պայմանավորվում է այստեղ տարածված միջանկյալ տիպի ծալքերի առկայությունը: Վերջինների տարբերությունը Հոբի և Հեջանի գոտիներում տարածված ծալքերից կայանում է առաջին դեպքում անտիկլինալային ծալքաձևի հաջորդումով նույն շրջանի նախկինում ինտենսիվ իջեցմանը: Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ տեկտոնական ինտենսիվ տատանողական և ծալքավոր շարժումներ ապրած բլոկ-գոտիները բնորոշվում են նաև երկրի կեղևի մազմաստիկ հալոցքների և հիդրոթերմերի առավել ներթափանցիկությամբ:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
2. Алоян П. Г. История колебательных движений в пределах Сомхетского сегмента. Тр. Армнипроцветмет, вып. 4 (13), Ереван, 1975.
3. Алоян П. Г. История развития и интрузивный магматизм Сомхетского сегмента. Тр. Армнипроцветмета, вып. 5 (14) ч. 2, Ереван, 1977.
4. Алоян П. Г. Складчатость Сомхетского сегмента. Тр. Армнипроцветмет, вып. 5 (14), ч. 2, Ереван, 1977.
5. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
6. Асланян А. Т. Геологическая карта Армянской ССР. «Недра», М., 1968.
7. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГУ, 1965.
8. Белоусов В. В. Складчатость Триалетского хребта. В сб. «Складчатые деформации земной коры. их типы и механизм образования». Изд. АН СССР, М., 1962.
9. Белоусов В. В., Говский М. В. Структура и тектоническое развитие Южной Грузии и Северной Армении. Сов. геология, № 36, 1948.
10. Габуния К. Е., Гамкрелидзе П. Д. Геология южной части Борчалинского района. Тр. Геол. инст. АН ГрузССР, сер. геол., т. I (VI), 1942.
11. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армении. Изд. «Митк», Ереван, 1968.
12. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. В сб. «Глубинное строение Кавказа». «Наука», М., 1966.
13. Геология Армянской ССР, т. X. Геофизика. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972.
14. Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1968.
15. Харазян Э. Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1971.