СПИСАНИЕ НА БЪЛГАРСКОТО ГЕОЛОГИЧЕСКО ДРУЖЕСТВО, год. XLVI, кн. 3, 1985

REVIEW OF THE BULGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY, vol. XLVI, part 3, 1985

Ранноалпийски деформации в обхвата на Полетинско-Скринската разломна зона. 4. Шипочанска антиклинала

Ив. Загорчев

Геологически институт, БАН, 1113 София

I. Zagorčev — Early Alpine deformations in the area of Poletinci-Skrino fault zone. 4. Šipočano anticline. The Šipočano anticline is one of the main fold structures in the confines of Zemen monoclinorium and Poletinci-Skrino fold-thrust zone. The core of the structure is made up of rocks of Struma Diorite Formation, and the preserved northeastern limb — of formations of Triassic and Jurassic age. The anticline was formed as a normal structure of NW—SE direction probably during the Early Cimmerian phase. Later, the NE limb of the structure was complicated by SW vergent folds and imbrications. As a result of Austrian? movements a large part of the core was overturned to the north, imbricated and thrusted (for instance Šipočano thrust). The thrusts are concentrated along the boundaries of rocks with contrasting rheological properties: in the red-coloured Mârvodol Formation (Lower Triassic) and Komštica Formation (Upper Norian). The imbrications and thrusts are localized along the boundary between the core and the mantle (Poletinci-Skrino fold-thrust zone) and in the confines of Bunovo fault bundle (in Komštica Formation). The fold pattern is complicated by post-thrust (Sybhercynian or Laramide) but pre-Paleogene folding and by Paleogene and post-Paleogene faults. The total deformation in Mârvodol Formation (at the boundary between the core and the mantle) is characterized by ellipsoids of normal (plane deformation) and strongly flattened type while the intensity ($\overline{\varepsilon_s}$) varies from 0.5 to 1.4. The maximum elongation (the *X* axis) trends SSW—NNE, i. e. differs in orientation from the adjacent Skrino anticline. In Komštica Formation (Bunovo fault bundle) the *X* axis is approximately parallel to the hinge of the structure. The ellipsoid of total deformation is of normal to moderately flattened type and the intensity ($\overline{\varepsilon_s}$) varies around 1.0, maximum to 1.5. This may be explained by a combination of the mechanisms of pure and simple shear in the area of Bunovo fault bundle.

Увод

Шипочанската антиклинала заема значителна част от Конявска планина, предимно западно от шосето Кюстендил—София. Специализираните тектонски изследвания в областта са съвсем малобройни. Основно значение между тях има пионерското изследване на Димитров (1931), уточнено от Бончев и др. (1960). Модерните структурни изследвания (Pironkov & Tzankov, 1968; Бакалов & Желев, 1980) засягат североизточното бедро на антиклиналата, усложнено от нарушенията на Буновския разломен сноп.

В рамките на работата по Геоложката карта на България в мащаб 1:100 000, извършвана от Предприятието за геофизични праучвания и геоложко картиране при Комитета по геология, авторът проведе през 1982—1983 г. геолого-структурно картиране, чиито резултати се излагат в тази публикация. Благодаря на ръководствата на предприятието и на Геологическия институт при БАН за оказаното съдействие и осигурените отлични условия на работа.

Литостратиграфски особености

Ядките на Скакавишката и Шипочанската антиклинала (фиг. 1) са изградени от скалите на Власинската диабаз-филитоидна надгрупа и на Струмската диоритова формация, както и от палеозойски гранитоиди. Те са подробно изучени от Димитров (1931). Особен интерес предизвикват телата от перидотити, пироксенити и троктолити. Те принадлежат на една ултрабазична до базична формация. Образувани са сред скалите на Власинската надгрупа, засегнати са от регионалния метаморфизъм в зеленошистен фациес на надгрупата и са повлияни от контактни явления, свързани с образуването на Струмската диоритова формация. Ядката на Шипочанската антиклинала е изградена главно от струмски диорити, докато в Скакавишката антиклинала преобладават зелени скали и хлоритови и актинолитови шисти на Власинската надгрупа, както и палеозойски гранити.

В мантията на двете структури участвуват литостратиграфски единици с триаска и юрска възраст. В основата на разреза залягат силно тектонизирани скали (кварцови олигомиктови конгломерати и пясъчници, аркози, червени полимиктови пясъчници и алевролити) на Мърводолската свита (Загорчев, 1979). Независимо от силната тектонска обработка фактът, че на някои места (например при с. Злогош) те непосредствено покриват изветрителна кора на подстилащите ги гранити, изключва възприемането на долната им ограничителна повърхнина като навлачна. На много места обаче те са играли ролята на високопластична „смазка" между масивните скали от ядките на антиклиналите и карбонатните скали на Искърската група от мантията. Това е благоприятствувало образуването на етажни навличания и люспувания, като Гърбинския навлак.

Искърската карбонатна група (Тронков, 1981) се състои от Свидолската, Могилската, Боснекската, Радомирската и Трънската свита (Тронков, 1975, 1981, 1983; Ассерето и др., 1984) с възраст горен спат до нор включително. Горнотриаският червеноцвет е представен от Комщицката свита с горнонорска възраст (Tronkov, 1968; Бакалов & Желев, 1980; Бакалов и др., 1983; Trifonova & Zagorčev, 1984). Тя представлява едно второ пластично ниво в разреза, което разделя скалите на Искърската карбонатна група от преобладаващо карбонатни скали с юрска възраст. Благодарение на това високопластично ниво са възникнали вътрешноформационно плъзгания, преминаващи в люспувания и навличания.

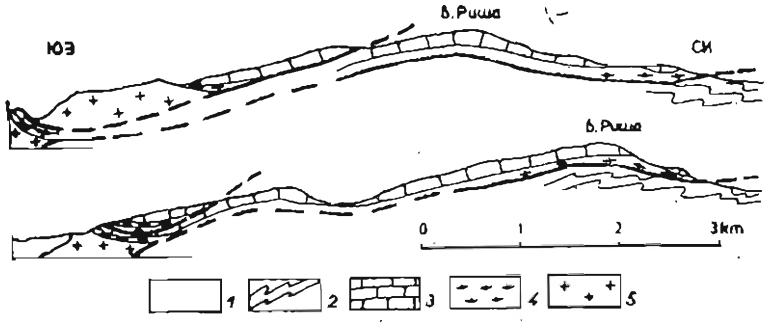
Юрският разрез започва на места с Градецката (тоарс — аален), а другаде направо с Полетинската свита с обхват аален — долен бат (Додекова и др., 1984). Върху тях следват скалите на Яворецката и Гинската свита (калов — кимеридж), следвани от префлиша на Нешковската свита и от флишката титон-бериаска Костелска свита (Сапунов и др., 1985).

Основни структурообразуватели фази са старокимерската (след севата и преди късния плийнсбах) и „австрийската" (стратиграфски доказана

като следбериаска и предикъснопалеогенска). Палеогенските седиментни скали северно от с. Коняво (фиг. 1) залягат несъгласно върху различни части от ядката и мантията на Шипочанската антиклинала. Те участвуват само в блоковите движения по разломни нарушения (обикновено отседи и възседи) със ССЗ-ЮЮИ (краищидна) посока.

Строежни особености на Шипочанската антиклинала

Първите представи за строежа на Конявската планина (Димитров, 1931) предполагат доминираща роля на навлачната тектоника. Приемането на всички червеноцветни наслаги за долнотриаски е довело (фиг. 2) до конструиране на два големи конявски навлака, които се признават и по-късно (Бончев, 1936, 1946) при утвърждаване на навлачния строеж на Краищидите. Тази концепция се отхвърля едва с доказването на къснотриаска възраст за „горния червеноцвет" (Комщицката свита). Независимо от това геоложката карта на Димитров (1931) и установените конкретни тектонски факти (гънкови структури, някои навлачни повърхнини) в основни линии се потвърждават с известни детайлизации от всички по-късни теренни изследвания.

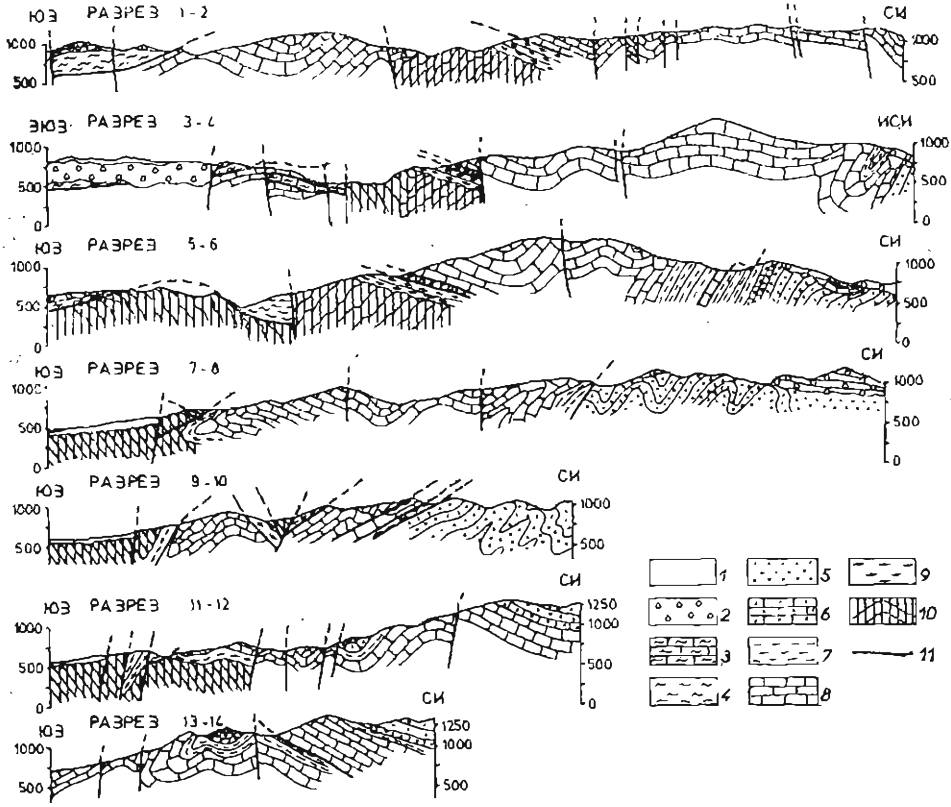


Фиг. 2. Геолого-структурни разрези през Конява планина (по Димитров, 1931)

1 — неоген, кватернер; *2* — флишки свити (титон — бернас); *3* — карбонатни скали (предимно триас); *4* — пъстроцветни скали (долен триас); *5* — гранитоиди, диорити, метаморфни скали

Шипочанската антиклинала (фиг. 1, 3, 4) е ограничена на северозапад от Ръждавишкия отсед, а на югоизток от Кюстендилския разлом. Подобно на много други антиформи от Струмикума антиклиналата има добре разкрити ядка и североизточно бедро и неразкрито или унищожено югозападно бедро. Оста на структурата има северозапад-югоизточна посока. Както ядката, така и североизточното бедро са силно усложнени от гънки от по-висок порядък, люспи, навличания и разломни нарушения. Североизточното бедро е запазило нормалното си моноклинално положение при североизточни наклони в сравнително малка част от структурата (фиг. 4, 5, разрез 1—2), а в по-голямата част е обърнато и силно усложнено. Особено усложнен е строежът на централната част на Шипочанската антиклинала (фиг. 5, разрез 3—4): ядката на структурата е обърната и навлечена върху нормалната част на бедрото, докато по-голямата част от последното е обър-

ната и люспувана върху скалите на Костелската свита по нарушения от Буновския разломен сноп. В югоизточната си част (фиг. 5, разрез 5—6) североизточното бедро отново е нормално, като усложняващите го второстепенни гънки имат в бедрата си наклони на слоистостта между 25 и 65°. На



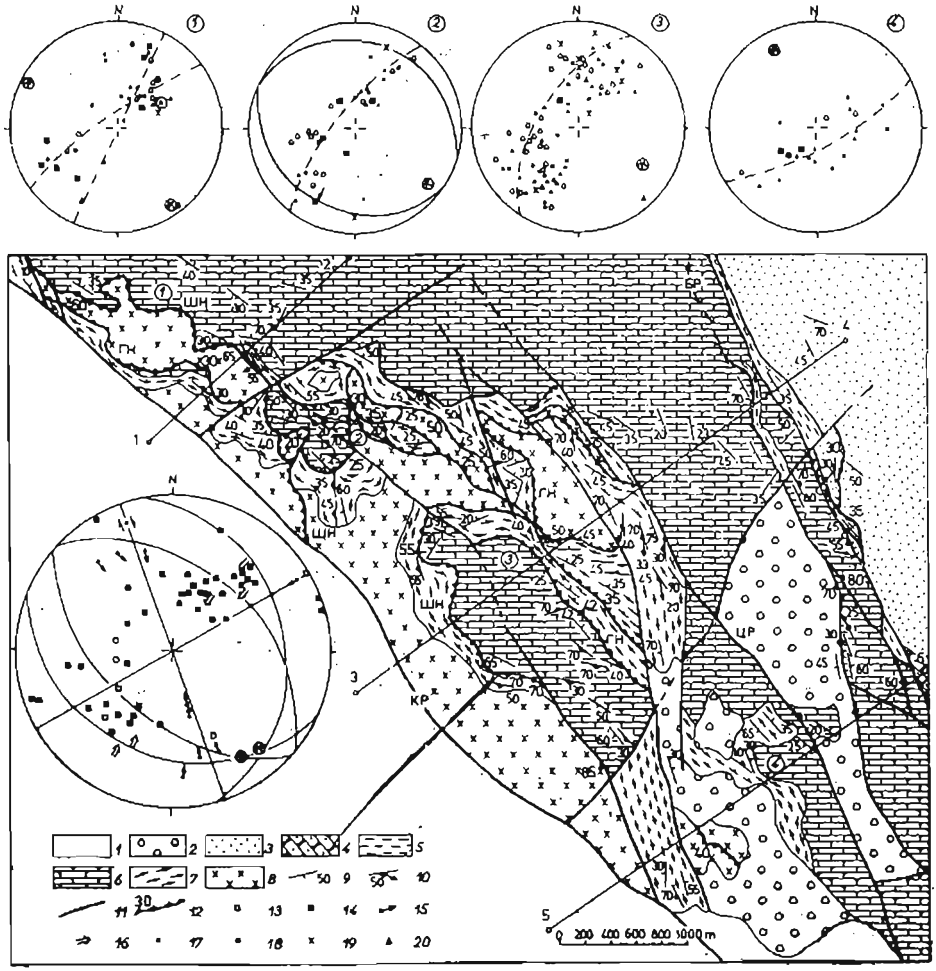
Фиг. 3. Геоложки разрези през Скакавишката и Шипочанската антиклинала (местата на разрезите са показани на фиг. 1)

1 — кватернер и неоген; *2* — палеоген; *3* — палеозойски варовици от алохтона на Полетинския навлак; *4* — палеозойски шисти от алохтона на Полетинския навлак; *5* — Костелска свита; *6* — юрски свити (плинсбах — кимеридж); *7* — Комщица свита; *8* — Искърска карбонатна група; *9* — Мърводолска свита; *10* — Фролошка свита, Струмска диоритова формация, палеозойски гранитоиди; *11* — разломи и навлаци

изток около махалите Мърдевци и Враголомци на с. Червеняно се наблюдават (Бакалов & Желев, 1980) нормални антиклинали и синклинали от по-висок порядък, като в ядките на последните се разкриват скали на Полетинската, Яворецката и Гинската свита.

Положението на слоистостта и кливажа варира (фиг. 4; фиг. 6 — $Д_1$, $Д_2$) в съответствие с положението в структурата. В някои случаи в непосредствена близост с южновергентно люспувани ядки на второстепенни антиклинали кливажът в Мърводолската свита показва полегати наклони към североизток, които почти съвпадат с положението на слоистостта. В повечето случаи обаче кливажните плоскости са стръмно наклонени към югозапад. Това отговаря на североизточновергентното обръщане на централните части на Шипочанската антиклинала.

Големият брой наблюдавани плоскости на навличане и люспуване (фиг. 4, 5) прави много трудна интерпретацията на твърде сложния строеж на централната част на антиклиналата. От наблюдаваните взаимоотношения между отделните гънки, люспи и навлачни плоскости се достига до пред-



Фиг. 4. Структурно-геоложка карта на Шипочанската антиклинала и структурни диаграми (горе — за участъци 1—4, долу — за навлаците и разломите)

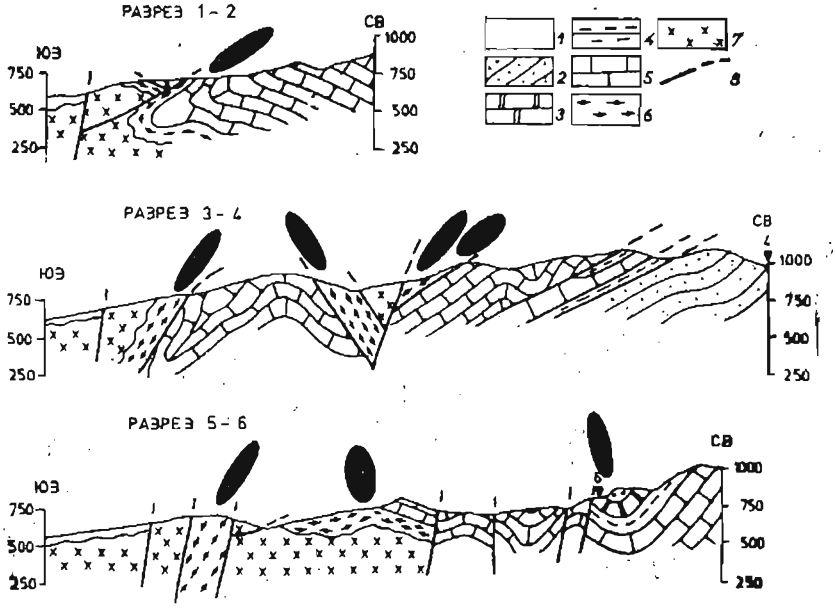
1 — кватернер и неоген; *2* — палеоген; *3* — Костелска свита; *4* — Полетинска, Яворецка и Гинска свита (средна-горна юра); *5* — Комщицка свита; *6* — Искърска карбонатна група; *7* — Мърводолска свита; *8* — Струмска дворитова формация; *9* — слоистост; *10* — кливаж; *11* — разломи; *12* — навлаци. На диаграмите: *13* — разривни нарушения от Буновския разломен сноп; *14* — разривни нарушения от Полетинско-Скринската навлачна и разломна зона; *15* — щрихи в повърхнините на харнишите при разломите; *16* — щрихи на плъзгане при навлачните повърхнини; *17* — слоистост; *18* — кливаж; *19* — ос *X* на общата деформация; *20* — линейност

ставата за следната последователност на деформациите в тази част на структурата:

1. Образуване на нормални гънки със СЗ-ЮИ посока.

2. Южновергентни люспувания на части от мантията и ядката при образуване на многобройни междуформационни плъзгания между скали (респ. свити) с контрастни реологични свойства.

3. Североизточновергентно обръщане на голяма част от ядката на антиклиналата и на бедрото ѝ в участъка между селата Червеняно и Буново; при това обръщане значителни части от ядката (струмски диорити) и част от бедрото (предимно Мърводолската свита) са се навлекли на североизток



Фиг. 5. Структурни разрези с данни за елипсата на общата деформация (положението на разрезите е показано на фиг. 4)

1 — кватернер и неоген; *2* — Костелска свита; *3* — Полетинска, Яворецка и Гинска свита; *4* — Комщицка свита; *5* — Искърска карбонатна група; *6* — Мърводолска свита; *7* — Струмска диоритова формация; *8* — навлаци и разломи

върху нагънатото и частично обърнато бедро (Шипочански навлак).

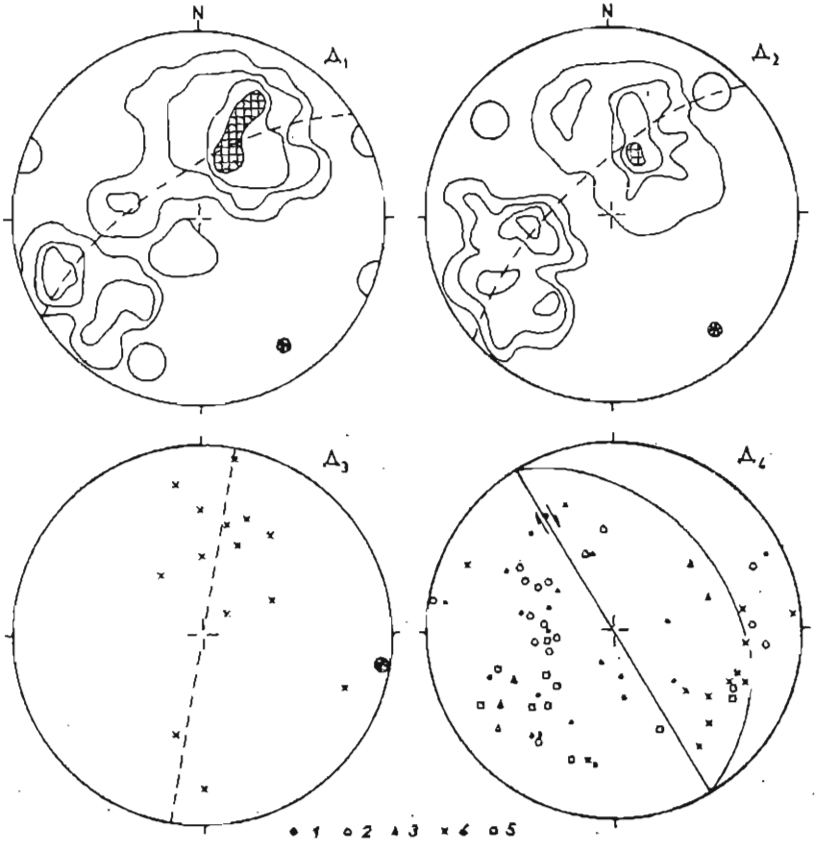
4. Частично следнавлачно нагъване (пренагъване) на Шипочанската антиклинала, вкл. и на алохтона на Шипочанския навлак.

Разпределение на общата деформация

Изследванията върху общата деформация в червеноцветните скали на Мърводолската и Комщицката свита се проведоха по известната методика (например Загорчев и др., 1979). В качеството на деформационни индикатори и тук бяха използувани редукционните петна. Общата деформация се характеризира с помощта на отношенията между главните удължения (осите на деформационния елипсоид) и ориентировката на осите на деформационния елипсоид. Данните за деформациите в Мърводолската свита характеризират всъщност и общата деформация в ядката на Шипочанската антиклинала, а тези за Комщицката свита — общата деформация в обсега на Буновския разломен сноп в обърнатото бедро на антиклиналата.

Оста *X* (максимално главно удължение) на общата деформация в ядката на Шипочанската антиклинала има в повечето наблюдавани случаи (фиг. 4; фиг. 6 — $Д_3$) ЮЮЗ потъване в плоскостта на кливажа, като е разположена приблизително перпендикулярно на оста на антиклиналата. Това

отговаря на най-често срещаните случаи и в други области, като се свързва с максимално скъсяване напречно на кливажните плоскости и максимално удължение („течение на материала") напречно на гънковите шарнири. Същевременно тази ориентировка на деформационния елипсоид се отличава



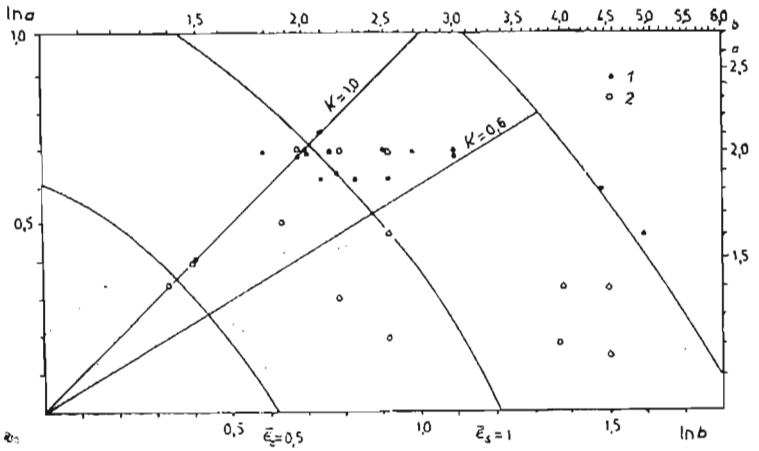
Фиг. 6. Сборни структурни диаграми (горна полусфера, равноплощна проекция)

$Д_1$ — слоистост (63 измервания) в Мърводолската свита, 0—2—4—8—10%; $Д_2$ — кливаж (53 измервания) в Мърводолската свита, 0—2—4—6—10%; $Д_3$ — ос X на общата деформация; $Д_4$ — структурни данни за Комщицката свита от обхвата на Буновския разломен сноп: *1* — слоистост; *2* — кливаж; *3* — линейности, гънкови шарнири; *4* — ос X на общата деформация; *5* — разривни нарушения; с големи кръгове — преобладаващо положение на навлаците в отседите

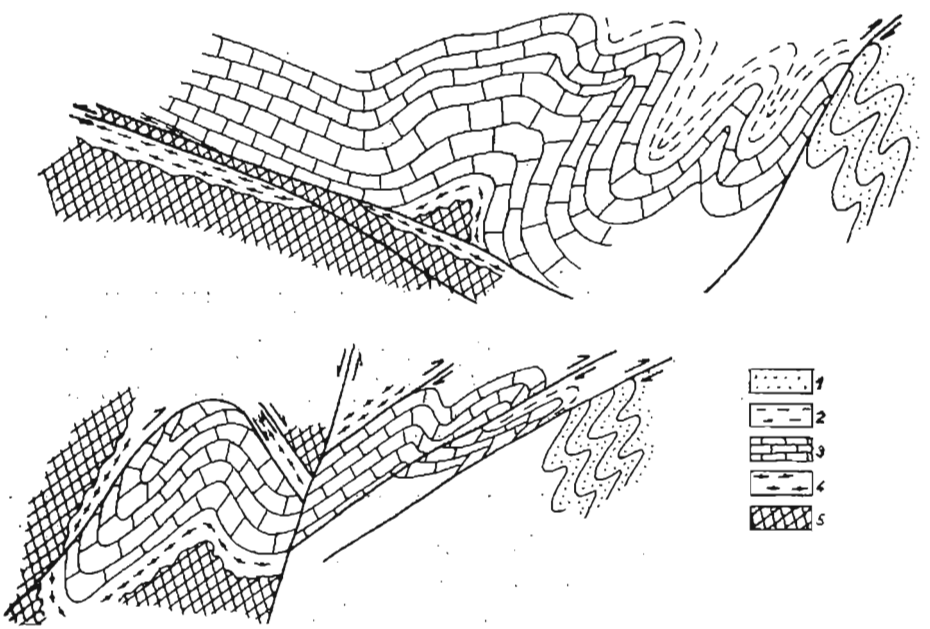
от ориентировката му в Скринската антиклинала (Загорчев и др., 1979; Загорчев, 1981), а също и от най-западната част на Полетинската гънково-навлачна зона (Загорчев & Сапунджиев, 1982). Елипсоидите на общата деформация (фиг. 7) са от нормален (плоска деформация) до силно сплеснат тип, а интензивността на деформацията е от слаба до силна ($\bar{\varepsilon}_s$ варира от 0,5 до около 1,4).

Оста X (максимално главно удължение) на общата деформация в обсега на Буновския разломен сноп (горна част от обърнатото бедро на Шипочанската антиклинала) затъва към северозапад до запад (фиг. 6 — $Д_4$), т. е. приблизително по посока на оста (шарнира) на антиклиналата. Тази ориен-

тировка отговаря на положението на оста X и в Скринската антиклинала (З а г о р ч е в, 1981). Елипсоидът на общата деформация (фиг. 7) обикновено е от нормален (плоска деформация) до умерено сплеснат тип (K варира от 1 до 0,6) при средна до висока интензивност на деформацията ($\bar{\varepsilon}_s$ варира



Фиг. 7. Логаритмична диаграма на Флин за общата деформация
1 — Комщицка свита; *2* — Мърводолска свита



Фиг. 8. Интерпретативни разрези за гънковите, навлачните и разломните структури през Скакавишката (горе) и Шипочанската (долу) антиклинала. Обяснения в текста

1 — юрски свити; *2* — Комщицка свита; *3* — Искърска карбонатна група; *4* — Мърводолска свита; *5* — скали от подложката

около 1,0 и достига максимално до 1,5). Този характер на общата деформация може да се отдаде на съчетание на механизми на чисто срязване и просто срязване в обсега на Буновския разломен сноп.

Люспувания и навличания

Шипочанската антиклинала е засегната и усложнена от множество нарушения с навлачен характер. Те са съсредоточени в два главни участъка: в непосредствения контакт между струмските диорити от ядката и Мърводолската свита от основата на мантията (първо ниво на „отлепване" — décollement) и в горната част на североизточното бедро (Комщицката свита като второ ниво на „отлепване" между Искърската карбонатна група и карбонатните скали на Полетинската, Яворецката и Гинската свита и Костелската флишка свита).

Шипочанският навлак (фиг. 4, участък 1; Загорчев & Сапунджиев, 1982) е главната навлачна структура от ядката на Шипочанската антиклинала. Изграден е от силно нашистени струмски диорити, навлечени главно върху скалите на Искърската карбонатна група и отчасти върху Мърводолската свита. Навлачната пластина има синформен вътрешен строеж, като навлачната повърхнина има северни наклони (30—50°) по южния ръб на клипата и южни наклони (40—55°) по северния ръб. Произходът на клипата може да се търси (фиг. 5, разрез 1—2) в последователно южновергентно и северновергентно навличане. В други ядки на второстепенни антиклинали (участък 2, северната част на участък 3 от фиг.4) наличната структурно-геоложка информация е противоречива. В някои случаи явно се отнася за интензивно почти изоклинално югоизточновергентно нагъване от втори порядък, което е преминало в люспуване. Тази интерпретация се подкрепя от моноклиналното затъване към североизток както на плоскостите на самите нарушения (при ъгли 25—50°), така и на слоистостта, кливажа и оста X на общата деформация. В централната част на участък 3 обаче (фиг. 4 и 5, разрез 3—4) ядката на Шипочанската антиклинала е била североизточновергентно обърната и след това деформирана от нова антиформна структура (антиклиналоид), в ядката на която се разкриват скалите на Искърската карбонатна група, „покрити" от скалите на Мърводолската свита и струмските диорити.

Многобройни люспувания и навличания в горната част на североизточното бедро (съвпадащи с Буновския разломен сноп) се наблюдават по шосето при с. Червеняно. Наклоните на отделните нарушения варират от 30 до 45° към запад и ЗЮЗ. Навлачните повърхнини се наблюдават както на контактите между скали на Трънската, Комщицката, Полетинската, Яворецката, Гинската и Костелската свита, така и като вътрешни навличания в Трънската или Костелската свита.

Последователността на гънковите и навлачните деформации и взаимни пресичания между някои от навлачните нарушения се наблюдава непосредствено сравнително рядко. Интерпретацията на тази последователност беше приведена по-горе. Схематично някои от тези фази са показани на фиг. 8. Особено трябва да се изтъкне възможността (фиг. 8а) за повторно активиране на наклонените към североизток плоскости на южновергентните люспувания, този път вече по време на североизточновергентните движения на усложненото, моноклинално наклонено към СИ бедро. При това е възможно да се е достигнало до съединяване на двете високопластични нива на „отлепване" и до плъзгане на цялото бедро на структурата, т. е. до обра-

зуване на Конявския навлак (фиг. 2) на Димитров (1931), но при минимална амплитуда на движението.

Комплексният характер на североизточновергентните ранноалпийски (австрийски?) нагъвания и навличания проличава най-добре в централните части на структурата. Тук (фиг. 8б) силното изнасяне на ядката на Шипочанската антиклинала на север е довело до образуване на почти изоклинална синклинала, впоследствие коаксиално пренагъната и поне двукратно навлечена, при образуване на антиклиналоиди и синклиналоиди.

Късноалпийската (палеогенска и следпалеогенска) разломна преработка е довела до още по-голямо усложняване на структурата. Така цялата ивица, представена от продължаващите една в друга Скакавишка антиклинала, Шипочанска антиклинала и Скринска антиклинала, е била разкъсана от напречни нарушения със СИ-ЮЗ до ИСИ-ЗЮЗ посока, които имат разседен и отседен характер. Най-важен между тях е Ръждавишкият отсед (фиг. 1), който разделя Скакавишката от Шипочанската антиклинала. Наред с това важно значение има образуването или активизирането на разломни нарушения със СЗ-ЮИ до ССЗ-ЮЮИ посока. Това са обикновено стръмни (с наклони 70—90°) разседи, възседи и отседи, отнасящи се към Буновския разломен сноп. Всички нарушения се пресичат и разместват от Конявския разсед (фиг. 4), по който неотектонският хорст на Конява планина е издигнат спрямо запълнения от неогенски и кватернерни седименти Кюстендилски грабен. Този разсед има СЗ-ЮИ посока, т. е. съвпада по посока с оста на Шипочанската антиклинала и е кос спрямо кранщидните разломи на Буновския разломен сноп.

Заключение

Земенският моноклинорий (Бончев и др., 1960; Костадинов, 1971) беше дефиниран като югозападно крило (и с югозападни наклони) на мегаантиклинория на Кранще. Данните от новите изследвания (Загорчев и др., 1979; Загорчев, 1981; Загорчев & Сапунджиев, 1982) налагат една съществена ревизия на тази концепция.

Земенският моноклинорий се изгражда от североизточните бедра на Скакавишката, Шипочанската и Скринската антиклинала, както и от части от сложно преработените ядки на тези структури. Ядките на структурите са интензивно преработени поради развитието на Полетинско-Скринската гънково-навлачна зона. Както моноклинорият, така и гънково-навлачната зона имат СЗ-ЮИ до ЗСЗ-ИЮИ посока, т. е. разположени са косо спрямо доминиращата кранщидна (ССЗ-ЮЮИ) посока на Струмикума (Трънско-Влахинската единица). Югозападните бедра и на трите антиклинали не са добре запазени предимно поради по-късна разломна преработка. Това се вижда особено ясно в случая на Скринската антиклинала (Загорчев, 1981), чието югозападно бедро е сравнително запазено.

И трите антиклинали са предимно ранноалпийски структури. Развитието им е започнало с образуване на нормални гънки със СЗ-ЮИ посока, най-вероятно през старокимерската фаза. Вероятно също на старокимерската фаза се дължи усложняването на структурите от почти изоклинални югозападновергентни гънки и навличания, като Гърбинския навлак, навличанията и люспуванията от ядката на Шипочанската антиклинала, Влашкидолските нагъвания и люспувания (Загорчев, 1981, 1984).

Североизточновергентните движения, при които ядките на антиклиналите се обръщат върху северните бедра, включително с образуване на изо-

клинални гънки, антиклиналоиди и синклиналоиди и североизточновергентни навлаци, вероятно се дължат на австрийската фаза. Макар и не така интензивни в автохтонния Струмикум, те допринасят за създаване и развитие на параавтохтонни елементи, чието придвижване в североизточна посока достига до около 10 km. Към същото време се отнасят вероятно и първите отсядания по някои от възседите и навлаците, и първото образуване на Буновския разломен сноп. Този извод се подкрепя от завършването на навлаците от обхвата на североизточното бедро на Шипочанската антиклинала до Буновския сноп, докато на югоизток от последния бедрото придобива нормален характер.

Полетинско-Скринската гънково-навлачна зона е същевременно и една уникална за Струмикума зона на деформационна концентрация (З а г о р ч е в, 1981, 1984, 1984а; З а г о р ч е в & С а п у н д ж и е в, 1982), в която интензивността на деформациите многократно надхвърля интензивността им в останалата част на Струмикума.

Следавстрийските, следнавлачни (субхерцински или ларамийски) нагъвания (З а г о р ч е в, 1984) са се отразили и на Земенския моноклинорий и развитата в южната му част Полетинско-Скринска гънково-навлачна зона. В резултат се е достигнало както до нагъването на навлечените маси на Моравикума, така и до вътрешни нагъвания в Струмикума и образуване на антиклиналоид в обърнатото бедро на Шипочанската антиклинала. Тези наложени структури имат ЗСЗ-ИЮИ посока, като в ред случаи навлечените маси на Моравикума са се запазили като клипи или полуклипи именно в ядките на тези късни синформи.

Литература

А с с е р е т о, Р., Д. Т р о н к о в, Г. Ч а т а л о в. 1983. Могильская свита (нижний-средний триас) — новая свита в Западной Болгарии. — *Geologica Balc., 13,* 6, 25—27.

Б а к а л о в, П., В. Ж е л е в. 1980. Нови данни за строежа на част от Конявска планина. — *Год. ВМГИ, 25,* 2, 61—75.

Б а к а л о в, П., В. Ж е л е в, Д. Т р о н к о в. 1983. Стратиграфска позиция и разпространение на триаските пъстроцветни задруги в Конявската и Земенската планина. — *Палеонт., стратигр. и литол., 18,* 83—88.

Б о н ч е в, Е. 1936. Опит за тектонска синтеза на Западна България. — *Геол. балк.,* 2, 5—48.

Б о н ч е в, Е. 1946. Основи на тектониката на България. — *Год. Дир. геол. и минни проуч., А,* 4, 336—379.

Б о н ч е в, Е., Ю. К а р а г ю л е в а, В. К о с т а д и н о в, Ж. М а н о л о в, Й. К а м е н о в а, Е. Д и н к о в, Д. Б а к а л о в а, Р. М а н о л о в а. 1960. Основи за тектониката на Краището и прилежащите му земи. — *Тр. геол. Бълг. Сер. стратигр. и тект., 1,* 7—92.

Д и м и т р о в, Ц. 1931. Принос към геологията и петрографията на Конява планина. — *Сп. Бълг. геол. д-во, 3,* 3, 3—52.

Д о д е к о в а, Л., И. С а п у н о в, П. Ч у м а ч е н к о. 1984. Стратиграфия ааленских, байосских и батских отложений в части Юго-Западной Болгарии. — *Geologica Balc., 14,* 2, 3—55.

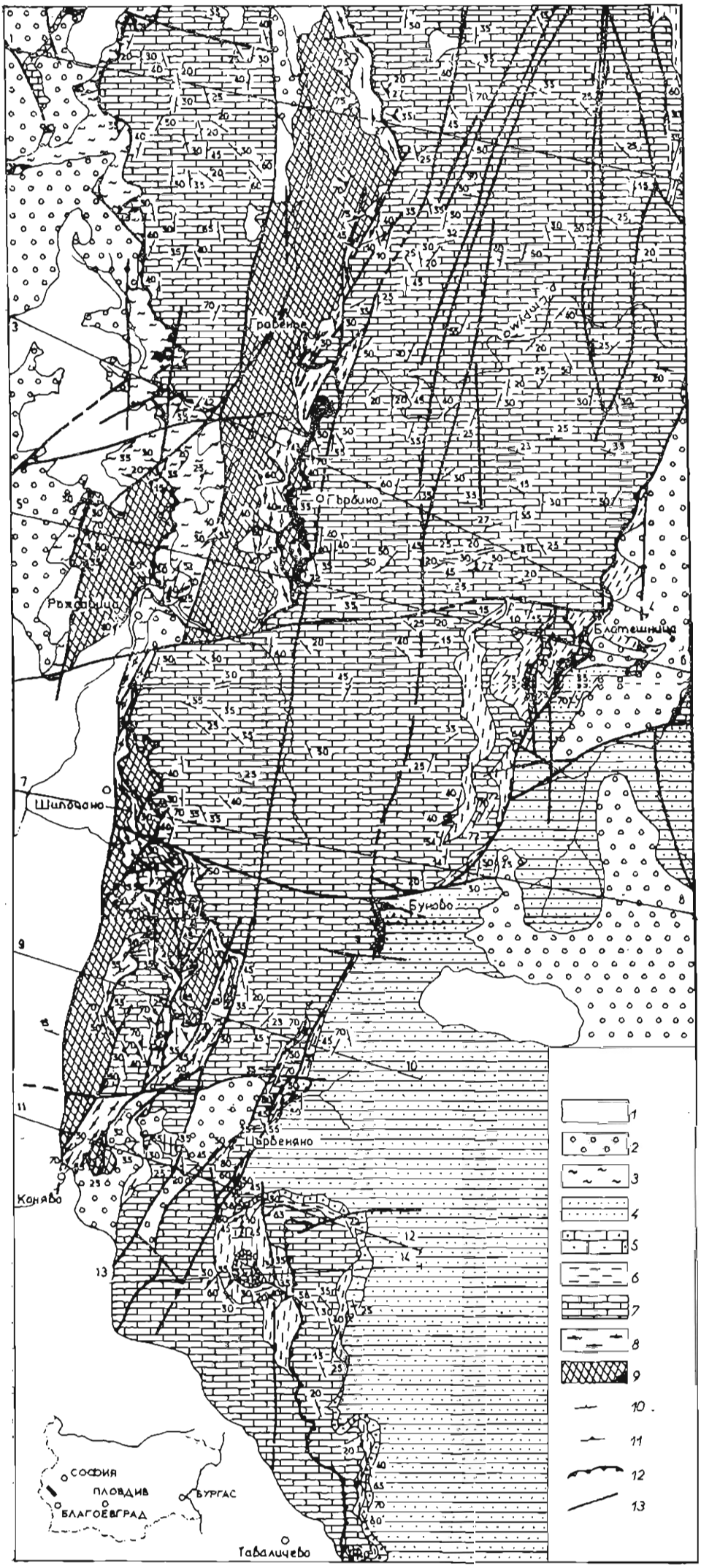
З а г о р ч е в, И. 1980. Раннеальпийские деформации в красноцветных отложениях Полетинско-Скринской разломной зоны. 1. Литостратиграфические особенности в свете структурных исследований. — *Geologica Balc., 10,* 2, 37—60.

З а г о р ч е в, И. 1981. Раннеальпийские деформации в красноцветных отложениях Полетинско-Скринской разломной зоны. 2. Строение и деформации северной части Влахинского блока. — *Geologica Balc., 11,* 1, 101—126.

З а г о р ч е в, И. 1984. Роль надвигов в альпийском строении Краиштид. — *Geologica Balc., 14,* 4, 37—64.

Загорчев, И., Ц. Цанков, К. Сапунджиев. 1979. Раннеальпийские деформации в западной части Скринской антиклинали. — *Геотект., тектонофиз. и геодинам., 10*, 31—61.
Загорчев, И., К. Сапунджиев. 1982. Ранноалпийски деформации в обхвата на Полетинско-Скринската разломна зона. 3. Уйненски алохтон. — *Геотект., тектонофиз. и геодинам., 14*, 3—29.
Костадинов, В. 1971. Област Краище. — В: *Тектонски строеж на България.* (Йовчев, Й., ред.). С., Техника, 224—241.
Сапунов, И., С. Чернявска, П. Чумаченко, В. Шопов. 1983. Стратиграфия нижнеюрских отложений в области Краище (Юго-Западная Болгария). — *Geologica Balc., 13*, 4, 3—29.
Сапунов, И., П. Чумаченко, Л. Додекова, Д. Бакалова. 1985. Стратиграфия келловейских и верхнеюрских отложений Юго-Западной Болгарии. — *Geologica Balc., 15*, 2, 3—61.
Тронков, Д. 1975. Стратиграфия на триаса в Голо бърдо. — *Палеонт., стратигр. и литол., 1*, 71—84.
Тронков, Д. 1983. Стратиграфические проблемы Искырской карбонатной группы (триас) Юго-Западной Болгарии. — *Geologica Balc., 13*, 5, 91—100.
Trifonova, E., I. Zagorčev. 1984. New biostratigraphic and lithostratigraphic data on the Upper Triassic in SW Bulgaria. — *C.-r. Acad. bulg. Sci., 37*, 4, 501—504.
Tronkov, D. 1969. Neue Angaben über das Alter der bunten Gesteine des „Räts" (obere Trias) in Bulgarien. — *C.-r. Acad. bulg. Sci., 22*, 10, 1169—1172.
Pironkov, P., Tz. Tzankov. 1968. Jungalpidische Deformationen auf dem Bunovo-Störungsbündel im Kraiste-Gebiet. — *Изв. Геол. инст. Сер. геотект., стратигр. и литол., 17*, 175—190.

(Постъпила на 14. 11. 1985 г.)



Фиг. 1. Геоложка карта на Скакавишката и Шипочанската антиклинала

1 — кватернер и неоген; *2* — палеоген; *3* — навлечени маси от Моравикума(клипи от Полетинския навлак) — палеозой; *4* — Костелска свита (титон — бериас); *5* — юрски свити (с възраст от горен плийнсбах до кимеридж вкл.); *6* — Комщвицка свита (нор); *7* — Искърска карбонатна група (горен спат — долен нор); *8* — Мърводолска свита (долен триас); *9* — Фролошка свита и Струмска диоритова формация (с черно — ултрабазити), херцински гранитоиди; *10* — слоистост; *11* — кливаж; *12* — навлачни повърхнини; *13* — разломи

Ив. Загорчев — Ранноалпийски деформации в обхвата на Полетинско-Скритинската разломна зона. 4. Шипочанска антиклинала