

ПЛАСТИЧНА ЗОНА НА СРЯЗВАНЕ И РАЗЛОМИ НА КРЕХКО РАЗРУШАВАНЕ В ЮГОЗАПАДНИЯ СКЛОН НА ЗЛАТИШКО-ТЕТЕВЕНСКА ПЛАНИНА (ЦЕНТРАЛНА БЪЛГАРИЯ)

Манол Антонов, Венелин Желев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700, България, E-mail: msantonov@staff.mgu.bg; vjelev@staff.mgu.bg

РЕЗЮМЕ

Установена е Антонска зона на пластично срязване, която се характеризира с ясен SL-строеж, постоянство в ориентировката на милонитната фолиация и линейността на разтягане, и еднозначна посока на срязването към север. Тя е развита главно по южния контакт на Веженския плутон и е наложена предимно върху гранодиоритовата му наставка и върху Дългиделската група. Милонитната фолиация в зоната се пресича от недеформирани аплитови жили на плутона и най-вероятно е образувана в края на херцинския тектонски цикъл. Късноалпийските възседи и навлаци я пресичат косо. Тези разломи на крехко срязване са съсредоточени в две ивици. Южната включва Антонския възсед, а северната – Веженския наvlak, Джеминския възсед-наvlak, Мечешкия възсед, Кашанския възсед-наvlak и Свищиплазкия алохтон. Разломите от тази северна ивица могат да се използват за отделяне на разновъзрастни (ранно- и късноалпийски) тектонски единици.

ВЪВЕДЕНИЕ

Югозападният склон на Златишко-Тетевенска Стара планина между Златишкия проход и с. Антон, с изключение на билната му част, до сега не е бил обект на детайлни геоложки изследвания. Ето защо, от описанията на установени отделни фрагменти от гънкови и разломни структури (Пушков, 1927; Каменов, 1936; Мандев, 1942; Трашлиев, 1961; Цанков, 1961; Куйкин и Миланов, 1970; Куйкин и др., 1971; Антонов, 1976) и от регионално-тектонските обобщения (Бончев, 1961; Бончев и Караполева, 1961; Йорданов и др., 1965; Връблянски, 1971; Чешитев, 1971; Цанков, 1995; Чешитев и др., 1995 и др.), се получават противоречиви представи за строежа на този район. Във връзка с изясняване на перспективите за ендеогенни злато-сулфидни орудявания, районът беше картиран в М 1:25 000 (Желев и др., 2000). Целта на настоящата работа е да се изложат резултатите за местоположението, геометрията, ориентировката, кинематиката и възрастовите взаимоотношения на новоустановена пластична зона на срязване и на известните от предшестващите проучвания алпийски възседи и навлаци. Границата между високо- и нискометаморфните скали, разкриваща се в Златишкия проход и западно от с. Антон, приемана за пост-, син- или дометаморфен наvlak (Мандев, 1942; Цанков, 1961; Куйкин и Миланов, 1970; Иванов и др., 1987 и др.), ще бъде характеризирана в друга статия.

Регионална геология

Западната част на Златишко-Тетевенска Стара планина според повечето изследователи включва части от две

големи тектонски единици, означавани с различни имена. Северната единица първоначално е описвана като Етрополска антиклинала (Каменов, 1936), а по-късно като Централнобалкански антиклинорий (Куйкин и Миланов, 1970), Шипченски антиклинорий (Бончев, 1971), Шипченска Стара планина (Чешитев, 1971) или Етрополска единица (Цанков, 1995). Южната единица е характеризирана като източна част на Свогенската антиклинала (Каменов, 1936) или Свогенския антиклинорий (Куйкин и Миланов, 1970), северна част на Средногорския антиклинорий (Бончев, 1961) или Челопешка единица (Цанков, 1995). Границата между двете единици се приема от всички автори за тектонска и е описвана като Задбалкански дълбочинен разлом (Бончев, 1961), Кашански наvlak (Куйкин и Миланов, 1970) или Джемински възсед (Връблянски, 1971; Чешитев, 1971).

По билото на Златишко-Тетевенската планина северната единица е представена от голяма субекваториална антиклинална гънка, известна като Етрополска или Централнобалканска антиклинала. Тя се схваща от повечето автори (Куйкин и Миланов, 1970; Куйкин и др., 1971; Антонов, 1976 и др.) като най-западна второразредна гънка в обхвата на Централнобалканския или Шипченски антиклинорий и данните от съседни области (Начев, 1963; Антонов, 1971; 1976 и др.) показват, че е формирана в края на ранната и преди късната креда (австрийска фаза). Ядката ѝ е изградена от нискометаморфни скали с раннопалеозойска възраст, отнасяни към Берковската и/или Дългиделската група и Грохотенската свита, както и от гранодиоритите на къснохерцинския Веженския плутон. От мезозойската мантия и южното ѝ бедро са запазени няколко изолирани малки разкрития от пясъчници и

варовици с долно- и среднотриаска възраст (Петроханска теригенна и Искърска карбонатна група).

Южната единица има гънково-навлачен строеж. Тя включва малки фрагменти от гънкови бедра, изградени от горнокредни седиментни скали, върху които по надлъжни разломи са навлечени докамбрийски гнайси и палеозойски нискометаморфни скали и гранитоиди, процепени от горнокредни субвулкански тела и дайки. Нагъването и разломяването в единицата се свързва с посткредно – ларамийско или иилирско структурообразуване.

Пластична зона на срязване

При настоящето проучване, по протежение на южния контакт на Веженския гранодиоритов плутон, северно и северозападно от с. Антон (фиг. 1), беше установена субекваториална пластична зона на срязване, която ще означим като Антонска зона на срязване. Тя се състои главно от милонити и бластомилонити и в подчинено количество от катаклазит-милонити и протомилонити¹. Дължината ѝ е над 3 km, дебелината - 500-700 m, а наклонът - 50-60°/Ю.

Повечето от предшестващите изследователи, макар да не са идентифицирали зоната като самостоятелен елемент в строежа на района, са описвали скалите ѝ. Пушкарров (1903) за първи път споменава за “гранитогнайси” северно и североизточно от с. Антон и ги определя като “амфибол гранитогнайси” и “хлорит гранитогнайси”. Бончев (1908) потвърждава наличието им, но изтъква, че няма рязка граница между тях и “типичните гранити”. По-късно Мандев (1942) също отбелязва, че гранодиоритът в близост до контакта с палеозойските скали е “гнайсифициран, а на места и милонитизиран”. Куйкин и Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971) отразяват на картите си “зона на катаклаза и милонитизация” непосредствено на север и северозапад от вр. Джемински камък и смятат, че тя е свързана с движенията по Кашанския навлак. Според тях, “лежащите отпред гранодиорити на разстояние 300-800 m пред челото на навлака са силно нашистени”. Този възглед се споделя и от Велчев и др. (1973), които описват северно от вр. Джемински камък “катаклазирани и милонитизирани диорити и гранодиорити” и “ивичест милонит”.

Пластичната зона на срязване е наложена главно върху гранодиоритовата наставка на Веженския плутон и частично върху зеленошистните скали (метапелити и метаалевропелити) на Дългиделската група и върху диорити от първата наставка на плутона. Северната ѝ граница е съвсем постепенен преход към все по-слабо нашистени гранодиорити и диорити, в интервал с видима дебелина от 200 до 600-700 m. Южната граница също е постепенен преход към нискометаморфните скали на Дългиделската група.

Северно от зоната на срязване, гранодиоритовият протолит е изграден от мезократни скали, средно до

едрозърнести, с масивна текстура. Главни минерали са плагиоклаз, калиев фелдшпат, кварц, амфибол и биотит. Тези минерали участвуват в различни количествени съотношения, поради което се отделят амфибол-биотитови, биотитови и амфиболови гранодиорити. Диоритовият протолит е меланократен, дребнозърнест, изграден главно от плагиоклаз, амфибол, биотит и малко кварц.

На юг от зоната на срязване се разкриват скали на Дългиделската група – главно метапелити и метаалевропелити, изградени от хлорит, серицит, мусковит, кварц и албит, и редки зърна от епидот, рутил, циркон и рудни минерали. Структурата им е микролепидобластова до микролепидогранобластова. Според количествените съотношения на главните скалообразуващи минерали се отделят филити (кварц-серицитови шисти) и кварц-хлорит-серицитови шисти. Метаалевролитите се наблюдават рядко като тънки прослойки, а метапсамити се срещат като единични слоеве сред метапелитите. В долината на Еленска река и северозападно от вр. Джемински камък обаче, те се редуват ритмично в пачка с характер на флишка алтернация.

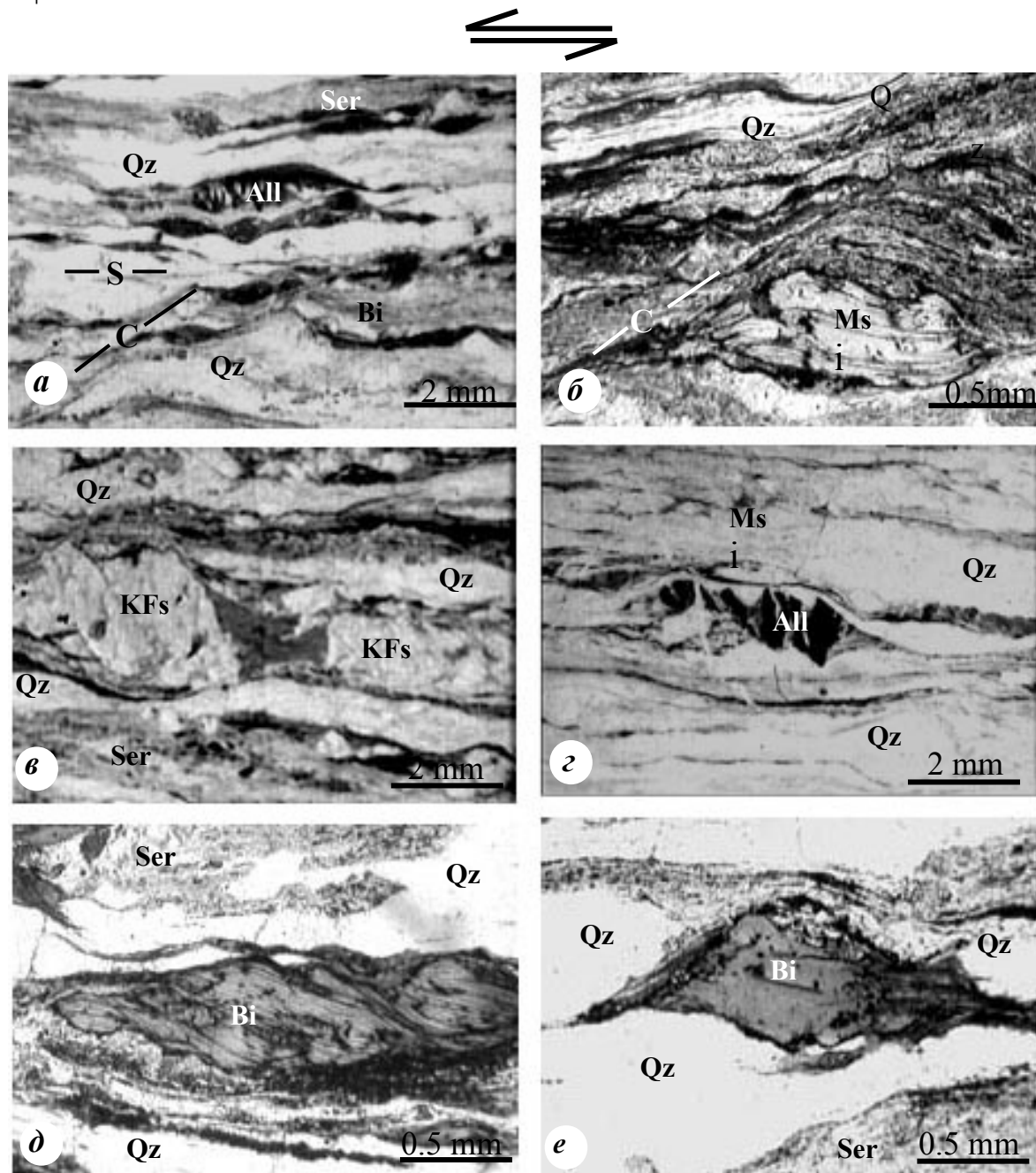
Измененията в състава и структурните особености на скалите по протежение на зоната на срязване позволяват отделянето на три домена – централен домен от милонити и бластомилонити, северен домен от гранодиоритови и частично диоритови протомилонити и южен домен от милонитизирани зеленошистни скали. Поради постепенното изменение на градиента на деформацията, границите между домовете са градационни зони с дебелина 10-50 m. Само в западната част на зоната, между Еленска река и р. Маджарин, в диоритовия протолит се наблюдават анастомозно разклоняващи се тесни зони на срязване, между които има лещовидни тела от слабо нашистени или равномернозърнести диорити.

Централният домен, с най-интензивна деформация, има дебелина от 30 до 120 m и се разполага на разстояние от няколко до 10-15 m северно от южния контакт на Веженския плутон. Милонитите и бластомилонитите в домена са очно-ивичести скали, в които се наблюдава реликтова магматична минерална асоциация от плагиоклаз (олигоклаз-андезин), биотит, амфибол, и единични зърна от калиев фелдшпат (микроклин), рядко аланит, а метаморфната минерална асоциация е от напълно прекристализирал кварц, серицит, епидот и хлорит. Реликтовият плагиоклаз е представен от кристалокласти и порфиорокласти. Биотитът е червенокафяв, засегнат от мусковитизация с отделянето на епидот и прашести желязо-титанови продукти. Реликтовият амфибол, както и аланита, също образуват порфиорокласти. Метаморфогенният кварц е напълно прекристализирал и се наблюдава в ивици с лентъчна и

мозаечна структура. Тези ивици се редуват с лещовидни домени, изградени от финокристалинни поради редукция на размерите серицит, плагиоклаз и епидот. Границите на порфиорокластите в по-голямата си част са резорбирани, но понякога са и резки. Преобладават овалните и по-рядко ъгловати порфиорокласти, удължени успоредно на фолиацията.

Таблица 1

Протомилонитите и катакlastичните милонити от северния домен се отличават с по-големите си размери и преобладаващо ъгловатата форма на порфиорокластите. Плагиоклазовите порфиорокласти често са с деформирана кристална решетка и катаклаза по периферията.



Микрофотоснимки на дъншлифи, перпендикулярни на фолиацията и успоредни на линейността (X-Z прерези), гледани към изток за образци от гранодиоритови милонити от Антонската зона на срязване (Qz-кварц; Bi- биотит; Ms- мусковит; KFs- калиев фелдшпат; All- аланит; Ser- серицит; N II): а – и б – S-C'- строежни взаимоотношения и слюдени риби; в – имбрикационна структура в порфиорокlast от K-фелдшпат с антидетични микроразломи; г – фрагментиран аланитов порфиорокlast, пресечен от синтетични и антидетични микроразломи; д – слюдена риба, пресечена от антидетични микросрязвания; е – слюдена риба

Милонитизираните пелити и алевропелити от южния домен съдържат апофизи от гранодиоритовия протолит, които са променени в протомилонити.

Пластичната зона на срязване има ясен SL-строеж, с доминиращи милонитна фолиация и минерална линейност на разтягане. Те са обусловени от плоскопаралелната и линейната предпочитана ориентировка на сплюдените минерали и минерални агрегати, дългите оси на порфиорокластите и набогатените на кварц или слюди домени.

Ориентировката на милонитната фолиация е 80-100°/50-70° на юг. Тя почти напълно съвпада с ориентировката на осовия кливаж в скалите на Дългиделската група. Западно от долината на р. Еленска и на север от с. Антон тази фолиация е нагъната в сантиметрови и дециметрови кингънки (Табл. 2, б).

Линейността на разтягане лежи в плоскостите на милонитната фолиация. Тя най-често е субпаралелна на линията на страната на милонитната фолиация. Чрез микроструктурни синкинематични критерии (Passchier, Trouw, 1996), в пет ориентирани скални образци от различни домени на пластичната зона беше определена посоката на срязване. Микроскопските наблюдения на S-C' строежи, σ-порфиорокласти, сплюдени риби и др. в прерези, успоредни на линейността на разтягане и перпендикулярни спрямо милонитната фолиацията показват (Табл. 1), че по зоната е осъществено възседно, северновергентно срязване. За изясняване на кинематиката на пластичната деформация обаче, са необходими допълнителни детайлни изследвания.

Пластичната зона на срязване между вр. Джемински камък и билото между реките Маджарин и Бучум е срязана косо и припокрита от алохтона на Джеминския възсед-навлак. Тя вероятно е формирана в края на херцинския тектонски цикъл, тъй като се пресича от недеформирани аплитови жили на Веженския плутон (Табл. 2, в).

Разломи на крехко разрушаване

Няколко малки изолирани разкрития на скалите на пясъчниковата задруга с туронска възраст, сред шистите и филитите на Дългиделската група в подножието на южния склон на Златишката планина, маркират следите на късноалпийски разломни нарушения. Тези разкрития са останки от бедрата на късноалпийски гънки, срязани от надлъжни разломи. От юг към север, в района са представени фрагменти от четири относително по-големи разлома – Антонския възсед, Джеминския възсед-навлак, Веженския навлак и Кашанския възсед-навлак и три по-малки – възсед северно от с.Църквище, Мечешки възсед и Свищиплазки алохтон.

Антонският възсед е установен и номиниран от Куйкин и Миланов (1970) като "Антонски навлак". При настоящето проучване беше уточнен ходът на разлома, който продължава на запад през Санър дере и завършва до Балъм дере. Разломът има посока 80-85° и наклон 60-70°/Ю. Висящото му крило, изградено от мигматизирани гнайси и скали на Дългиделската група (метабазити, метагранити, фелзити, кварц-хлорит-серицитови шисти и

филити), надлъжно е срязано от Задбалканския разсед. Лежащото крило е съставено главно от филити на Дългиделската група и само на отделни места, непосредствено под възседната повърхнина, са запазени скали на туронската пясъчникова задруга.

Северно от с. Църквище, на около 300 m СЗ от Антонския възсед, се наблюдава друг малък възсед, по който скалите на Дългиделската група възседат туронски мергели и малко тяло от кварц-андезити.

Джеминският възсед-навлак е установен и номиниран от Миланов и др. (1964) като "Джемински възсед" и с това име е описван от Връблянски (1971). По-късно е разгледан от Куйкин и Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971) като най-източна част на "Кашанския навлак". Велчев и др. (1973) го характеризират като "Кашански възсед-надсед". Ходът на разлома се проследява достоверно от северозападния край на с. Антон в западна посока до долината на р. Бочум и поради това го приемаме за самостоятелно нарушение. Картираната от нас разломна следа само в отделни участъци съвпада с разломните линии, дадени от предшестващите изследователи.

От с. Антон, където разломът е отсечен от Задбалканския разсед, до Калиман дере (югозападно от вр. Джемински камък), разломната зона има наклон 30°/Ю (Табл. 2, г), а на запад става по-стръмна – до 45-50°/Ю. Зоната има променлива дебелина (от 0,5 m до 8-12 m) и включва ивичеста тектонска брекча и тектонска глина (Табл. 2, д, е). Максималните дебелини са измерени в Маджарин дере и Калиман дере. Там полигенните късове на брекчата, с диаметър 1-5 cm, са добре загладени и заоблени.

Във висящото крило, респ. алохтона на възсед-навлака, са представени главно филити и пълпчиви шисти от Дългиделската група, а по масива на вр. Джемински камък и източно от него се наблюдават кварцови диорити и съвсем малко гранодиорити, които изграждат по-долна имбрикационна пластина, разкриваща се много добре в левия (север-североизточен) бряг на р. Житница (Табл. 2, д). В лежащото крило, респ. алохтона, се разкриват филити, кварц-хлорит-серицитови шисти и флишката алтернация от Дългиделската група, а северозападно от вр. Джемински камък – милонити от пластичната зона на срязване.

Западно от вр. Джемински камък, възсед-навлакът е разместен от пет малки напречни разломи с вероятен отседен характер. С най-голяма видима хоризонтална амплитуда от около 500 m е отседът, който се следи непосредствено на изток от р. Еленска. Той е субекваториален, с посока 10° и дължина над 1 km.

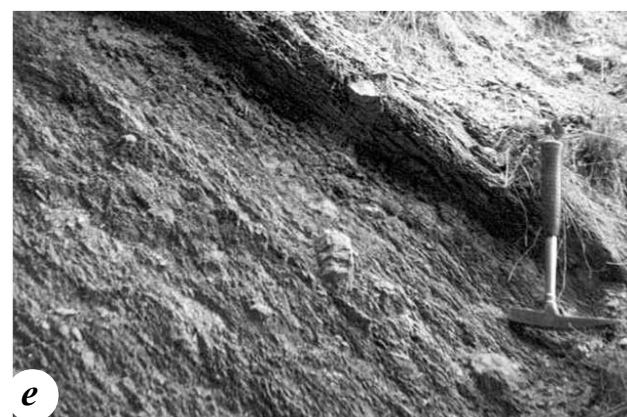
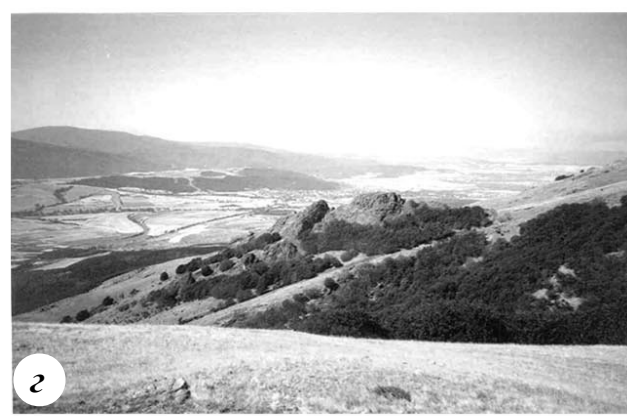
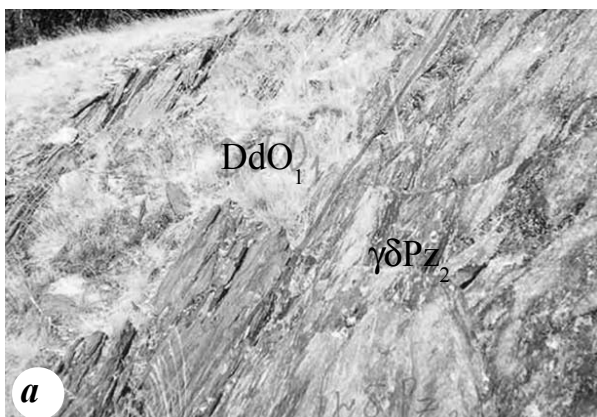
Веженският навлак е установен от Мандев (1942) и по-късно е разглеждан като западно продължение на Старопланинския гранитен навлак (Бончев, 1961; Бончев и Караколева, 1961) или Централнобалканския навлак (Йорданов и др., 1965). Куйкин и др. (1971) го означават като "Веженски дял от навлака" или "Веженски алохтон". В района попада съвсем малка част от западния край на

навлак с дължина около 300 м. По него на изток от Гушева река, мигматизирани гнайси са навлечени върху скалите на Дългиделската група.

Кашанският възсед-навлак е установен от Трашлиев и Трашлиева (1956) Миланов и др. (1964) и Трашлиев (1961), като "дълбока дислокационна линия", а е наименуван от Миланов и др. (1964) като "Кашанска дислокация" и "Кашански навлак" (Куйкин и Миланов, 1970; Куйкин и др., 1971). Според Миланов и др. (1964), "Кашанската

дислокация на изток се следи по северозападния, северния и източния склон на вр. Свищи плаз, през Куру дере до югозападно от х. Балкан. Куйкин и Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971) продължават хода на разлома до западно от с. Антон, приемайки Джеминския възсед-навлак за негова най-източна част. При настоящето изследване, въпреки целенасочените наблюдения около м. Кашана и по масива на вр. Свищи плаз, не намерихме сигурни теренни доказателства за достоверно проследяване на Кашанския възсед-навлак на изток от х. Кашана и в

Таблица 2



а – контакт между милонитизирани алевропелити на Дългиделската група (DdO_1) и гранодиоритови милонити (Pz_2), СИ от вр. Джемински камък (поглед към запад); б – кренулирана милонитна фолиация в централния домен на пластичната зона на срязване, ССЗ от с. Антон (поглед към запад); в – диоритови (Pz_2) и гранодиоритови (Pz_2) протомилонити, пресечени от недеформирана аплитова жила, СЗ от Еленска река (поглед към северозапад); г – панорама на Джеминския възсед-навлак, вр. Джемински камък (поглед към запад); д – тектонска брекча в основата на

гранодиоритова алохтонна пластина на Джеминския възсед-навлак, долината на р. Житница; е – ивичеста тектонска брекча на Джеминския възсед-навлак, долината на р. Маджарин (поглед към изток)

долината на Клисекьойска река. Ето защо, отъждествяването му с навлака по масива на вр. Свищи плаз, приеман за част от Етрополския навлак (Антонов, 1976), или с възседа северно от вр. Мечеш, остава проблематично. В участъка около м. Кашана, възсед-навлакът има посока изток-запад и наклон 40-50°Ю. Там той е установен със сигурност чрез редица сондажи по няколко профилни линии (Трашлиев 1961).

Мечешкият възсед е установен от Куйкин и Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971), които го отбелязват на картите и разрезите си като малък сателитен разлом, пресичащ "алохтона на Кашанския навлак". При настоящето проучване възседът беше проследен достоверно само на север от вр. Мечеш, по протежение на около 700 m по контакта между скалите на Дългиделската група и едно гранит-порфирово тяло. Той има субекваториална посока (80-90°) и потъва с наклон около 60° на юг. Установяването на продълженията му в западна и източна посока е затруднено от липсата на разкрития и от еднообразния характер на скалите на Дългиделската група.

Свищиплазният алохтон е установен от Куйкин и Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971), които го разглеждат като източно продължение на Кашанския навлак. По-късно той е приеман за част от Етрополския навлак (Антонов, 1976). Навлачната повърхнина, проследена по северозападния и североизточния склон на вр. Свищи плаз, се маркира ясно от границата между контактно-променените скали на Дългиделската група (пъпчиви шисти и хорнфелзи), и алохтонни гранитоиди и гранит-порфири, по която са запазени тънки лещи от триаски пясъчници на Петроханската теригенна група и съвсем малко варовици от Искърската карбонатна група (Фиг. 10). Полегато потъващата на ЮЮИ навлачна повърхнина има наклон 15-25°. Както беше изтъкнато по-горе, в Клисекьойската река и Кордунското дере липсват сигурни теренни данни за свързването на Свищиплазния алохтон с Кашанския навлак. В долината на Куру дере, ЮИ от вр. Свищи плаз, беше установена субекваториална разломна зона с характер на възсед-навлак, която се проследява със сигурност само по протежение на около 250-300 m. Зоната има наклон 45-55° на юг и би могла да бъде източно продължение на Свищиплазния алохтон или на Мечешкия възсед.

Източно от м. Говедарника до р. Бочум, широко се разкриват филити и пъпчиви шисти. В Санър дере и р. Славци оскъдните им разкрития са засегнати от свлачища и срутища и това прави практически невъзможно проследяването на разломни зони.

ТЪЛКУВАНЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Антонската зона на срязване се характеризира с: 1) ясен SL-строеж и постоянство в ориентировката на милонитната фолиация и линейността на разтягане; 2)

еднозначна посока на срязването в трите домена; 3) централният домен с най-интензивна деформация е привързан главно към южния контакт на Веженския плутон; 4) при навлизането в диоритовия протолит и зеленошистните скали на Дългиделската група, този домен преходява в тесни, анастомозни зони на срязване, със запазени между тях по-слабо деформирани или недеформирани лещи от протолита; 5) недеформирани аплитови жили от плутона секат милонитната фолиация; 6) късноалпийски разломи на крехко срязване пресичат косо и напречно пластичната зона на срязване.

Въз основа на изтъкнатите особености може да се допусне, че нееднородната пластична деформация в Антонската милонитна зона е проявена на значителна дълбочина в кората, по време на еднократно, вероятно къснохерцинско деформационно събитие, непосредствено след внедряването и застиването на Веженския плутон. Първоначалната катаклитична деформация в гранодиоритите и диоритите е довела до редуциране на големината на зърната в микроскопски зони на срязване и е последвана от пластична деформация.

Късноалпийските възседи и навлаци са разпределени в две ивици. Южната ивица включва Антонския възсед и малкия възсед северно от с. Църквище. Северната ивица обхваща Веженския навлак, Джеминския възсед-навлак, Мечешкия възсед, Кашанския възсед-навлак и Свищиплазния алохтон. Третирането им като една непрекъсната разломна зона е проблематично, поради липсата на надеждни полеви критерии. По-вероятно е да се касае за кулисно разположени самостоятелни възседи и навлаци с имбрикации във фронталните им части.

Използването на разломите от северната ивица за разграничаването на тектонски единици с ранноалпийски и късноалпийски строеж може да се смята за добре обосновано от полевите данни.

БЛАГОДАРНОСТИ

Задължени сме на директорския борд на Наван Челопеч АД за спонсорирането на това изследване и за разрешението да публикуваме част от резултатите. Благодарни сме и на С. Приставова за петрографската характеристика на скалите от пластичната зона на срязване и на К. Шипкова за предварителните дискусии относно критериите за определяне посоката на срязване.

ЛИТЕРАТУРА

Антонов, М. 1971. Бележки за характера на Старопланинската челна ивица между Правешкия пролом и р. Черни Вит. *Изв. Геол. инст.*, сер. геотект., 20, 57-68.
Антонов, М. 1976. Строеж на Етрополския навлак. *Сл. Бълг. геол. д-во*, 37, 1, 37-47.

- Бончев, Г. 1908. Принос към петрографията на южните склонове на Балкана от Арабаконашкия до Мареш-Върбишкия проход. *Год. Соф. Унив., ФМФ*, 3-4, 3-147.
- Бончев, Е. 1961. Бележки върху главните разломни структури в България. *Тр. геол. Бълг., сер. стратигр. и тект.*, 2, 5-29.
- Бончев, Е. 1971. Проблеми на българската геотектоника. *Техника*, С., 203.
- Бончев, Е., Ю. Караюлева, 1961. Средногорският антиклинорий и Старопланинският гранитен навлак. *Труд. геол. Бълг., сер. стратигр. и тект.*, II, 31-42.
- Велчев, В., С. Белев, Н. Стефанов, П. Пелов, П. Тупарев, П. Антонов, Й. Маляков. 1973. Изследване на златорудните формации в Централния Балкан от Златишкия проход до с. Антон. *Нац. геофонд*.
- Връблянски, Б. 1971. Свогенска антиклинала. В: (Йовчев, Й., ред.) Тектонски строеж на България. *Техника*, С., 290-293.
- Желев, В., М. Антонов, Д. Синьовски, Х. Христов. 2000. Доклад за извършената ревизионна картировка в М 1:25 000 и литогеохимично опробване на участък "Антон" от лицензионна площ "Челопеч". *Национален геофонд и геофонд на Наван Челопеч АД*.
- Иванов, Ж., К. Колчева, С. Московски, Д. Димов. 1987. За особеностите и характера на "диабазово-филитоидната формация". *Сп. Бълг. геол. д-во*, XLVIII, 2, 1-24.
- Йорданов М., Д. Чунев, И. Станев. 1965. Краткая характеристика Задбалканского глубинного разлома между селам Мыглиж и государственной границей с Югославией. *КБГА, VII конгр., доклады 1 – геотект.*, 33-40.
- Каменов, Б. 1936. Геология на Етрополско. *Сп. Бълг. геол. д-во*, 8, 2, 30-137.
- Куйкин, С., Л. Миланов. 1970. Бележки за геоложкия строеж на част от Златишка Стара планина. *Сп. Бълг. Геол. д-во*, 31, 1, 120-126.
- Куйкин, С., Л. Миланов, Я. Герчева, С. Христов. 1971. Геологичен строеж на Стара планина между Златишкия и Троянския проход. *Юбил. год.*, 179-200.
- Мандев, П. 1942. Геология на Златишката планина и предпланините ѝ в обсега на горното поречие на р. Вит. *Сп. Бълг. геол. д-во*, 13, 145-147.
- Миланов, Л., Н. Димитрова, С. Куйкин, Я. Миланова, М. Симеонова, С. Христов. 1964. Доклад за резултатите от геоложкото картиране в М 1:25 000, проведено в Златишко-Тетевенска планина през 1963 г. *Нац. геофонд*, IV - 191.
- Начев, И. 1963. Юрската система в Габровско и поречието на Габровница и Лешница. *Труд. Геол. Бълг., сер. стратигр. и тект.*, V, 147-169.
- Пушкарров, Н. 1903. Принос към петрографията на високия Балкан между върховете Илдъз табия и Вежен. *Сб. нар. умотв., наука и книж.*, 19, 1-38.
- Пушкарров, Н. 1927. Изучаване върху геоложкия строеж на западната връзка между Балкана и Средна гора. *Тр. Бълг. науч. землед. стоп. инст*, 14, 1-44.
- Трашлиев, С. 1961. Върху генезиса и възрастта на баритното нах. Кашана, Пирдопско. *Сп. Бълг. геол. д-во*, 22, 3, 245-252.
- Трашлиев, С., Ж. Трашлиева. 1956. Доклад за геоложките проучвания на баритното нах. Кашана, Пирдопско, проведени през 1954 – 1955 г. *Нац. геофонд*, II – 354.
- Цанков, Ц. 1961. Бележки върху тектониката на Гълъбецката област и прилежащите ѝ земи. *Тр. геол. Б-я сер. стратигр. и тект.*, 2, 183-202.
- Цанков, 1995. Алпийски структурни планове. – В: (Янев, С. И Д. Чунев, ред.) Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100 000, картен лист Ботевград. *Геол. инст. БАН, "Геол. и геофиз." – АД*, С., 85-102.
- Чешитев, Г. 1971. Шипченска Стара планина. - В: (Йовчев, Й., ред.) Тектонски строеж на България. *Техника*, С., 294-299.
- Чешитев, Г., В. Миланова, И. Сапунов, П. Чумачунко. 1995. Обяснителна записка на геоложка карта на България М 1: 100 000, Картен лист Тетевен. *Геол. инст. БАН и "Геология и геофизика" АД*, С., 94 с.
- Passchier, C. W., R. A. Trouw. 1996. *Microtectonics. Springer*, 289 pp.

*Препоръчана за публикуване от
катедра "Геология и палеонтология" на ГПФ*

DUCTILE SHEAR ZONE AND BRITTLE FAULTS IN THE SOUTHWESTERN SLOPE OF ZLATITSA-TETEVEN MOUNTAIN (CENTRAL BULGARIA)

Manol Antonov, Venelin Jeleu

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700, Bulgaria, E-mail: msantonov@staff.mgu.bg; vjelev@staff.mgu.bg

ABSTRACT

The newly established Anton ductile shear zone is characterized by distinct SL fabric, constant orientation of mylonitic foliation and stretching lineation, and uniform top-to-north shear sense. It follows the southern contact of Vezhen pluton and is superimposed mainly on its granodiorite phase and the rocks of Dalgidel Group. The mylonitic foliation within the zone is cut by undeformed aplite veins of the pluton and most probably was formed towards the end of the Hercynian tectonic cycle. Late Alpine reverse faults and thrusts intersect the zone obliquely. These brittle faults are concentrated in two strips. The southern one includes the Anton reverse fault and the northern – the Vezhen thrust, Dzhemina reverse fault-thrust, Mechesh reverse fault, Kashana reverse fault-thrust and Svishtoplaz allochthone. The faults of the northern strip may be used to divide tectonic units of different age (Early and Late Alpine).

INTRODUCTION

The southwestern slope of Zlatitsa-Teteven Mountain between Zlatitsa pass and Anton village was not subject of detailed geological investigations until now, except its ridge part. That is why the descriptions of the established separate fragments of fold and fault structures (Poushkarov, 1927; Kamenov, 1936; Mandev, 1942; Trashliev, 1961; Tsankov, 1961; Kouykin and Milanov, 1970; Kouykin et al., 1971; Antonov, 1976) as well as some regional overviews (Bonchev, 1961; Bonchev and Karagyuleva, 1961; Yordanov et al., 1965; Vrablyanski, 1971; Cheshitev, 1971; Tsankov, 1995; Cheshitev, 1995 and others) suggest contradictory ideas about the structure of the region studied.

The region was mapped in scale 1:25 000 in view to reveal its prospective for endogenic gold-sulphide ore mineralizations. This work presents some results of this mapping concerning the location, geometry, trend, kinematics and temporal relationships of a newly established ductile shear zone and of some Alpine reverse faults and thrusts known from previous studies. The boundary between the high-grade and low-grade metamorphic rocks, cropping out in Zlatitsa pass and west of Anton Village and assumed to be a post-, syn- or pre-metamorphic thrust (Mandev, 1942; Tsankov, 1961; Kouykin and Milanov, 1970; Ivanov et al., 1987 and others), will be characterised in another paper.

Regional setting

Most of the previous investigators of the western part of Zlatitsa-Teteven Mountain assumed that it comprises parts of two large tectonic units, designated by different names. The northern unit was at first described as Etropole anticline (Kamenov, 1936), and later – as Central Balkan anticlinorium (Kouykin and Milanov, 1970), Shipka anticlinorium (Bonchev, 1971), Shipka Stara Planina (Cheshitev, 1971) or Etropole unit (Tsankov, 1995). The southern unit was characterised as

Anton shear zone. It comprises mainly mylonites and blastomylonites and less commonly cataclasite-mylonites and protomylonites. This zone is more than 3 km long, 500-700 m thick, dipping 50-60° to the south.

Most of the previous investigators have described the rocks in this zone but failed to recognise it as an independent and important element of the regional structure. Poushkarov (1903) first mentioned "granitogneisses" north and northeast of Anton

eastern part of the Svoje anticline (Kamenov, 1936) or Svoje anticlinorium (Kouykin and Milanov, 1970), northern part of Sredna Gora anticlinorium (Bonchev, 1961) or Chelopech unit (Tsankov, 1995). All authors assume that the boundary between these two units is tectonic. It has been described as Sub-Balkan deep-seated fault (Bonchev, 1961), Kashana thrust (Kouykin and Milanov, 1970) or Dzhemina reverse fault (Vrablyanski, 1971; Cheshitev, 1971).

Along the ridge of Zlatitsa-Etropole Mountain, the northern unit is represented by a large anticlinal fold, known as Etropole or Central Balkan anticline. Most of the authors (Kouykin and Milanov, 1970; Kouykin et al., 1971; Antonov, 1976 and others) consider it to be the westernmost second-order fold in the confines of the Central Balkan or Shipka anticlinorium. The data from adjacent territories (Nachev, 1963; Antonov, 1971; 1976 and others) demonstrate that it was formed at the end of the Early and before the Late Cretaceous. Its core is built up of Early Proterozoic low-grade metamorphic rocks, referred to the Berkovitsa and/or Dalgidel Groups and Grohoten Formation, as well as of granodiorites from the Late Hercynian Vezhen pluton. Several small and isolated outcrops of its Mesozoic mantle and southern limb are preserved. They comprise sandstones and limestones of Lower and Middle Triassic age (Petrohan Terrigenous and Iskar Carbonate Group).

The southern unit is a fold-and-thrust structure. It comprises small fragments of fold limbs, built up of Upper Cretaceous sedimentary rocks. Precambrian gneisses as well as Paleozoic low-grade metamorphic rocks and granitoids, intersected by Late Cretaceous subvolcanic dykes and bodies, are thrust over them along longitudinal faults.

Ductile shear zone

During the present investigation, a subequatorial ductile shear zone along the southern contact of Vezhen granodiorite pluton was recognised (Fig. 1). It will be designated further as

village and described them as "amphibole granitogneisses" and "chlorite granitogneisses". Bonchev (1908) confirmed their presence, but emphasised that there was no sharp boundary between them and "the typical granites". Later Mandev (1942) also mentioned that the granodiorite close to the contact with the Paleozoic rocks was "gneissified and in places mylonitized". On the maps of Kouykin and Milanov (1970) and Kouykin et al. (1971) a "zone of cataclasis and mylonitization" is shown immediately north and northwest of Dzheminski

Kamak Peak. These authors assume that the zone is related to the movements along Kashana thrust. According to them "the granodiorites lying at the front of the thrust are strongly schistose at a distance of 300-800 m". This opinion is shared by Velchev et al. (1973f), who describe "cataclised and mylonitized diorites and granodiorites" as well as "striped mylonite" north of Dzheminski Kamak Peak.

The ductile shear zone is superimposed mainly on the granodiorite phase of the Vezhen pluton and partly on the green-schist rocks (metapelites and metaaleuropelites) of Dalgidel Group and the diorites of the first phase of the pluton. The northern boundary is a very gradual transition to less and less schistose granodiorites and diorites, in an interval of visible thickness 200 to 600-700 m. The southern boundary is also a gradual transition towards the low-grade metamorphic rocks of Dalgidel Group.

To the north of the shear zone, the granodiorite protolith is represented by mesocratic rocks, medium- to coarse-grained, of massive texture. Principal minerals are plagioclase, potassium feldspar, quartz, amphibole and biotite. Due to the fact that these minerals participate in different quantities, amphibole-biotite, biotite and amphibole granodiorites can be recognised. The diorite protolith is melanocratic, fine-grained, built up mainly of plagioclase, amphibole, biotite and a little quartz.

To the south of the shear zone, the rocks of Dalgidel Group crop out. They are represented mainly by metapelites and meta-aleuropelites, comprising chlorite, sericite, muscovite, quartz and albite as well as rare grains of epidot, rutile, zircon and ore minerals. Their structure is microlepidoblastic to microlepidogranoblastic. According to the quantities of the principal rock-forming minerals, phyllites (quartz-sericite schists) and quartz-chlorite-sericite schists are recognised. Meta-aleurolites are rarely observed as thin interbeds while metapsammities form single layers amongst the metapelites. In the valley of Elenska river and northwest of Dzheminski Kamak Peak, they form a packet of rhythmic flysch alternation.

The changes in the composition and the structural features along the shear zone allow the recognition of three domains: central – formed of mylonites and blastomylonites, northern – of granodiorite and partly diorite protomylonites and southern – of mylonitized greenschist rocks. Due to the gradual changes of the deformation gradient, the boundaries between the domains are transitional zones 10-50 m thick. Only in the western part of the zone, situated between the rivers of Elenska and Madzharin, anastomically ramified narrow shear zones are observed in the diorite protolith. Pods of slightly schistose or equigranular diorites occur amongst them.

The central domain of most intensive deformation is from 30 to 120 m thick. It is situated at a distance of several to 10-15 m

north of the southern contact of Vezhen pluton. The mylonites and blastomylonites of the central domain are augen-striped rocks featured by relic magmatic mineral association comprising plagioclase (oligoclase-andesine), biotite, amphibole, single grains of K-feldspar (microcline) and rare alanite. The metamorphic association includes entirely re-crystallized quartz, sericite, epidot and chlorite. The relic plagioclase is represented by crystalloclasts and porphyroclasts. Biotite is red-brown, affected by muscovitization with separation of epidot and dusty iron-titanium products. The relic amphibole as well as the alanite form porphyroclasts as well. The metamorphogenic quartz is entirely re-crystallized and forms strips of lenticular and mosaic structure. These strips alternate with pods domains built up of fine-crystalline (due to dimension reduction) sericite, plagioclase and epidote. The boundaries of the porphyroclasts are usually resorbed but sometimes are sharp. Oval and rare angular porphyroclasts elongated parallel to the foliation prevail.

The protomylonites and cataclastic mylonites of the northern domain are distinguished by larger size and prevailing angular shape of the porphyroclasts. Plagioclase porphyroclasts possess frequently deformed crystal lattice and cataclasis developed along their periphery.

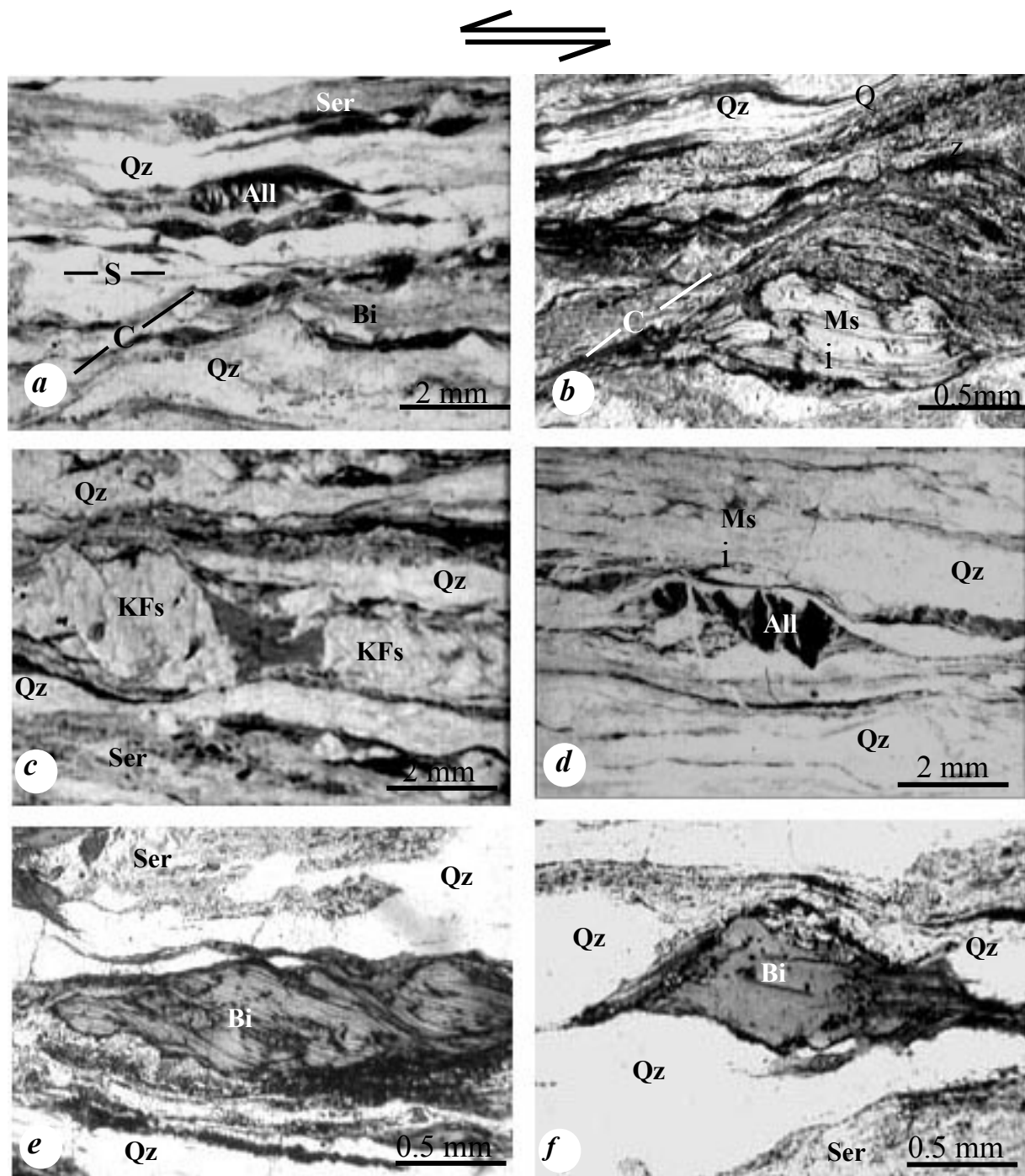
The mylonitized pelites and aleuropelites of the southern domain comprise apophyses of the granodiorite protolith, altered to protomylonites.

The ductile shear zone exhibits a distinct SL-fabric of dominating mylonitic foliation and mineral stretching lineation. They are determined by planar-parallel and linear preferred orientation of the mica minerals and mineral aggregates, the long axes of porphyroclasts and domains enriched in quartz and mica.

The orientation of the mylonitic foliation is 80-100°/50-70° to south. It almost entirely coincides with the trend of the axial cleavage of the rocks of Dalgidel Group. To the west of the valley of Elenska River and to the north of Anton Village, this foliation is folded in cm and dm kink-folds (Table 2, b). The stretching lineation lies in the planes of the mylonitic foliation. Usually it is subparallel to the dip line of the mylonitic foliation.

The shear sense was determined by means of microstructural synkinematic criteria (Passchier and Trouw, 1996), recognised in five oriented rock samples which were collected from different domains of the ductile zone. The microscopic observations of S-C' fabrics, σ - porphyroclasts, mica fish etc. in thin sections parallel to the stretching lineation and perpendicular to the mylonitic foliation demonstrate (Table 1) that a thrust shearing top-to-north took place. Additional

Table 1



Micro-photographs of thin sections at right angles to foliation and parallel to lineation (X-Z sections) looking up towards the east for the samples of granodiorite mylonites of the Anton shear zone (Qz – quartz; Bi- biotite; Ms- muscovite; KFs- K-feldspar; All- allanite; Ser- sericite; N II): a and b – S-C' fabric relationships and mica fish; c – tiling structure in K-feldspar porphyroclast with antithetic micro-faults; d – fragmented allinite porphyroclast, intersected by synthetic and antithetic micro-faults; e – mica fish intersected by antithetic micro-shears; f – mica (biotite) fish

detailed investigations are required to clarify the kinematics of the ductile deformation.

The ductile shear zone between Dzheminski Kamak Peak and the ridge separating the rivers of Madzharin and Bouchoum is obliquely cut and covered by the allochthone of Dzhemina thrust. This zone was probably formed at the end of the Hercynian tectonic cycle, because it is intersected by undeformed aplitic veins of the Vezhen pluton (Table 2, c).

Brittle faults

Several small and isolated outcrops of rocks from the Turonian sandstone formation are exposed amongst the schists and phyllites of Dalgidel Group in the southern foot of Zlatitsa Mountain. They mark the traces of Late Alpine faults. These outcrops are relics of Late Alpine fold limbs, which are cut by longitudinal faults. From south to north, three relatively larger faults are traced – Anton reverse fault, Dzhemina reverse fault-thrust and Kashana reverse fault-thrust, as well

as two smaller faults – Mechesh reverse fault and Svishtiplaz allochthone.

The Anton reverse fault was recognised and nominated by Kouykin and Milanov (1970) as “Anton thrust”. During the present study, the fault was traced more accurately in the field. It continues to the west across Sanardere valley and ends into Balamdere valley. The fault trends 80-85° and dips 60-70°S. Its hanging wall, built up of migmatized gneisses and rocks of Dalgidel Group (metabasites, metagranites, felsites, quartz-chlorite-sericite schists and phyllites) is cut by the longitudinal Sub-Balkan normal fault. The footwall comprises mainly phyllites of Dalgidel Group and only locally, immediately beneath the reverse fault plane, the rocks of the sandstone formation (Turonian) are preserved.

The Dzhemina reverse fault-thrust was established and nominated by Milanov et al. (1964f) as “Dzhemina reverse fault” and described by Vrablyanski (1971). Later it was considered by Kouykin and Milanov (1970) and Kouykin et al. (1971) as the easternmost part of “Kashana thrust”. Velchev et al. (1973) named it “Kashana reverse fault”. The fault is traced reliably from the western end of Anton village to the valley of Bochoum River to west. That is why it is assumed here as an independent rupture. The fault trace, mapped during the present study only in separate areas, coincides with the fault lines given by the previous investigators. From Anton village, where the fault is cut by the Sub-Balkan normal fault, to the valley of Kalimandere (southwest of Dzheminski Kamak Peak), the fault zone dips 30°S (Table 2, d). To the west it becomes steeper – up to 45-50°S. The zone includes banded tectonic breccia and tectonic clay (Table 2, e, f). Its thickness varies from 0,5 to 8-12 m. Maximum thickness was measured in Mandzharindere and Kalimandere River. There, the diameters of the breccia polygenic clasts are 1-5 cm. They are well polished and well rounded. (Table 2, f).

The hanging wall, i. e. the allochthone is built up mainly of phyllites and knotty schists of Dalgidel Group. Quartzdiorites and very small outcrops of granodiorites are exposed in the massif of Dzheminski Kamak Peak and to the east forming a lower imbrication plate along the left (north-northeastern) riverside of Zhitnitsa river (Table 2, e). The foot wall, i. e. the autochthone, comprises phyllites, quartz-chlorite-sericite schists and a flysch alternation of Dalgidel Group. Northwest of Dzheminski Kamak Peak it includes mylonites of the ductile shear zone.

West of Dzheminski Kamak Peak, the reverse fault-thrust is replaced by five small transversal faults of probable strike-slip character. The strike-slip with largest visible horizontal amplitude of about 500 m is traced immediately to the east of Elenska River. Its trend is subequatorial (10°) and the length is more than 1 km.

The Vezhen thrust was recognized by Mandev (1942) and later was considered as a western continuation of the Stara Planina granite nappe (Bonchev, 1961; Bonchev and Karagyuleva, 1961) or Central Balkan thrust (Yordanov et al., 1965). It was described by Kouykin et al. (1971) as “Vezhen part of the thrust” or “Vezhen allochthone”. A small segment (about 300 m long) of the western termination of the thrust is exposed in the western part of the region studied. Along this

segment east of Gusheva River, migmatized gneisses are thrust over the rocks of Dalgidel Group.

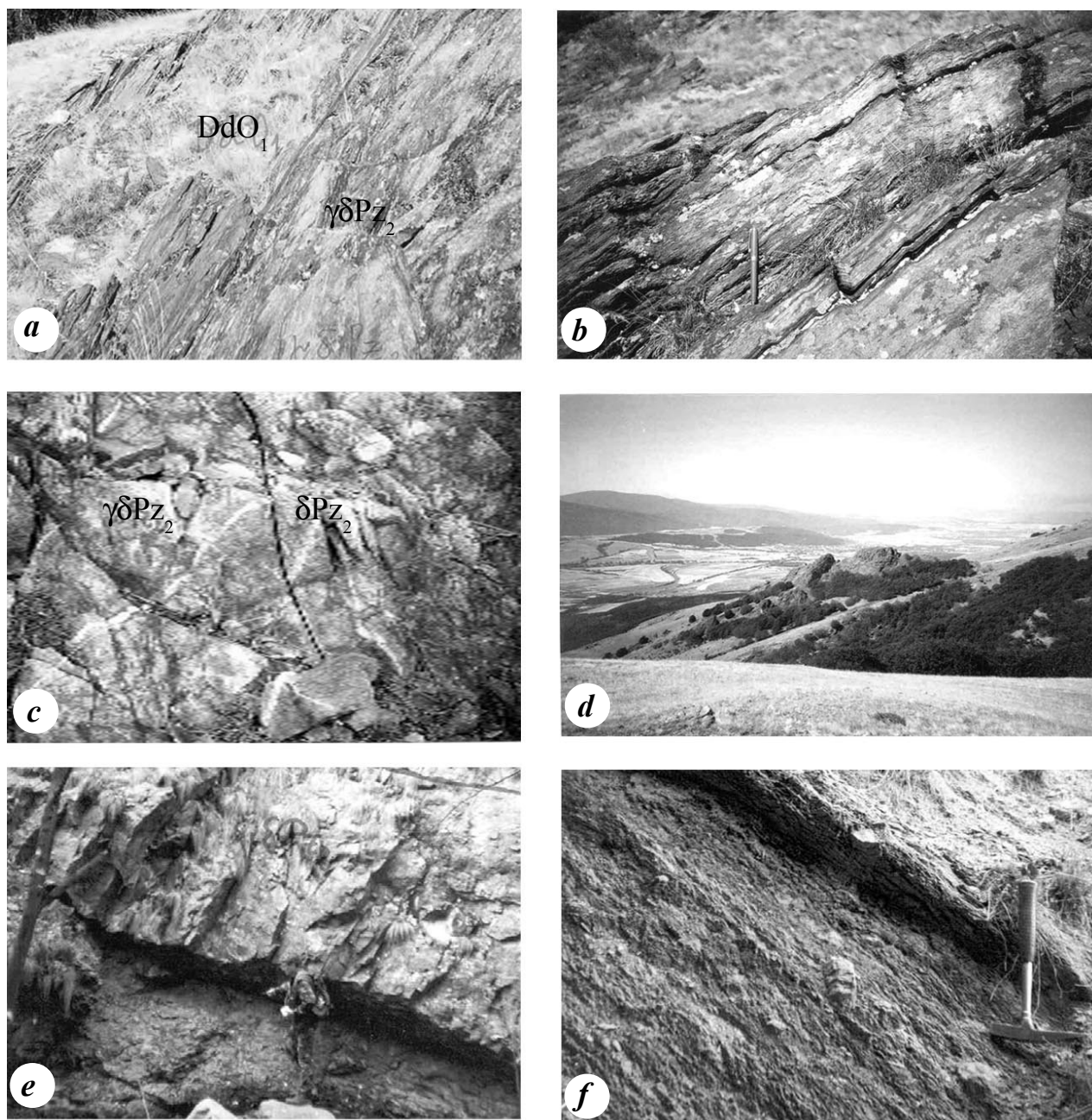
The Kashana reverse fault-thrust was recognised by Trashliev and Trashlieva (1956f) and Trashliev (1961) and described as a “deep dislocation line”, but it was named by Milanov et al. (1964) as “Kashana dislocation” and “Kashana thrust” (Kouykin and Milanov, 1970; Kouykin et al., 1971). According to Milanov et al. (1964), the “Kashana dislocation” may be traced to the east along the northwestern, northern and eastern slopes of Svishtiplaz Peak and across the valley of Kouroudere River to the southwest of Balkan Chalet. Kouykin and Milanov (1970) and Kouykin et al. (1971) continue the fault trace to the west of Anton Village, assuming the Dzhemina reverse fault-thrust to be its easternmost part.

Despite the detailed observations around Kashana mine and along the ridge of Svishtiplaz Peak during the present investigation, reliable field criteria to trace the Kashana reverse fault-thrust to the east of Kashana Chalet and in the valley of Klissekyoi River could not be found. That is why its identification with the thrust along the ridge of Svishtiplaz Peak, assumed to be part of the Etropole thrust (Antonov, 1976) or with the thrust traced north of Mechesh Peak, is still problematic. In the area around Kashana mine, the reverse fault-thrust trends east – west, dipping 40-50° to south. There, it was proven by a number of boreholes along several profile lines (Trashliev, 1961).

The Mechesh reverse fault was established by Kouykin and Milanov (1970) and Kouykin et al., (1971), who showed it on their maps and sections as a small satellite fault, intersecting “the allochthone of Kashana thrust”. During the present study the fault was traced reliably only to the north of Mechesh Peak at a distance of about 700 m along the contact between the rocks of Dalgidel Group and a granite-porphyry body. Its trend is subequatorial (80-90°) and its average dip is about 60° to south. The tracing of its continuations to the west and east is obstructed both by the lack of exposures and the uniform character of the rocks of Dalgidel Group.

The Svishtiplaz allochthone was recognised by Kouykin and Milanov (1970) and Kouykin et al. (1971), who argued that this fault was the eastern continuation of Kashana thrust. Later it was assumed to be part of the Etropole thrust (Antonov, 1976). The thrust plane is traced along the northwestern and northeastern slopes of Svishtiplaz Peak. It is distinctly marked by the boundary between contact-metamorphic rocks of Dalgidel Group (knotty schists and hornfelses) and allochthonous granitoids and granite-porphyries, where thin lenses of Triassic sandstones (Petrohan terrigenous Group) and very small outcrops of limestones (Iskar carbonate Group) are preserved (Fig. 10). The thrust plane dips gently 15-25° to SSE. As mentioned above, there are no reliable field data in the valleys of Klissekyoi and Kouroudere River in order to relate Svishtiplaz allochthone with Kashana thrust. In the valley of Kouroudere river, southeast of Svishtiplaz Peak, a subequatorial fault zone determined as reverse fault-thrust was observed. It could be reliably traced only at a distance of 250 – 300 m. This zone dips 45-55° to south and could be the eastern continuation both of Svishtiplaz allochthone or of Mechesh reverse fault.

Table 2



a – contact between milonite aleuropelites of Dalgidel Group (DdO1) and granodiorite mylonites ($\gamma\delta Pz_2$) NE of Jeminski Kamak peak (look to west); b – crenulated mylonite foliation in the central domain of the ductile shear zone NNW of Anton village (look to west); c – diorite (δPz_2) and granodiorite ($\gamma\delta Pz_2$) protomylonites, intersected by undeformed vein of aplite NW of Elenska river (look to northwest); d – general view of Jemmina reverse fault-thrust and Jemmina peak (look to west); e – tectonic breccia in the base of a granodiorite allochthonous flake of Jemmina reverse fault-thrust in the valley of Zhitnitsa river; f – banded tectonic breccia of Jemmina reverse fault-thrust in the valley of Madzharin river (look to east)

East of Govedarnika locality to the river of Bochoum, phyllites and knotty schists crop out. In the valleys of Sanardere and Slavtsi rivers, their scarce exposures are affected by landslides and rock-falls, which make the tracing of fault zones practically impossible.

DISCUSSION AND CONCLUSION

The Anton shear zones is characterised by: 1) distinct SL-fabric and constant trend of mylonitic foliation and stretching lineation; 2) identical shear sense in the three domains; 3) the central domain is most intensively deformed and is related mainly to the southern contact of Vezhen pluton; 4) within the diorite protolith and the green-schistic rocks of Dalgidel Group,

this domain transitionally passes into narrow, anastomosing shear zones with preserved, slightly deformed or undeformed pods of the protolith among them; 5) undeformed aplitic veins of the pluton intersect the mylonitic foliation; 6) the ductile shear zone is obliquely or transversally cut by Late Alpine brittle faults.

On the basis of the features mentioned above, it could be assumed that the inhomogeneous ductile deformation of the Anton mylonitic zone took place at significant crustal depth, during a single, probably Late Hercynian deformation event, immediately after the intrusion and cooling of the Vezhen pluton. The primary cataclastic deformation of the granodiorites and diorites lead to reduction of the grain size in microscopic shear zones and subsequent ductile deformation.

The Late Alpine reverse faults and thrusts are concentrated in two strips. The southern one comprises the Anton reverse fault and the small reverse fault north of Tsarkvishte Village. The northern strip includes Vezhen thrust, Dzhemina reverse fault-thrust, Mechesh reverse fault, Kashana reverse fault-thrust and Svishtiplaz allochthone. It is problematic to treat them as an uninterrupted fault zone due to lack of reliable field criteria. They probably represent independent en-echelon reverse faults and thrusts with imbricated frontal parts. The use of faults from the northern strip to distinguish Early Alpine and Late Alpine tectonic units is well argued by the field data.

ACKNOWLEDGMENTS

We are much obliged to the management of Navan Chelopech Plc, both for the sponsorship of this study and permission to publish part of the results. We are also grateful to St. Pristavova for the petrologic characteristics of rocks from the ductile shear zone and to K. Shipkova for the preliminary discussions concerning the shear sense criteria.

REFERENCES

Antonov, M. 1971. Notes on the character of the Stara Planina front line between Pravets pass and Cherni Vit river. *Bull. Geol. Inst., ser. geotectonics*, 20, 57-68. (In Bulgarian)
 Antonov, M. 1976. Structure of the Etropole thrust. *Review Bulg. geol. soc.*, 37, 1, 37-47. (In Bulgarian)
 Bonchev, G. 1908. Contribution to the petrography of the southern slopes of the Balkan from Arabakonak pass to

Maresh-Varbitsa pass. *Ann. Sofia univ., FMF*, 3-4, 3-147. (In Bulgarian)
 Bonchev, E. 1961. Notes on the main fault structures of Bulgaria. *Contr. Geol. Bulg., ser. stratigraphy and tectonics*, 2, 5-29. (In Bulgarian)
 Bonchev, E. 1971. Problems of Bulgarian geotectonics. *Technika, Sofia*, 203. (In Bulgarian)
 Bonchev, E., Y. Karagyuleva, 1961. Srednagora anticlinorium and Staroplanina granite thrust. *Contr. Geol. Bulg., ser. stratigraphy and tectonics*, II, 31-42. (In Bulgarian)
 Velchev, V., S. Belev, N. Stefanov, P. Pelov, P. Tuparev, P. Antonov, Y. Malyakov. 1973. Study of the goldbearing formations in the Central Balkan from Zlatitsa pass to Anton village. *National geofund*. (In Bulgarian)
 Vrablyanski, B. 1971. Svoje anticline. – In: (Yovchev, Y., ed.) Tectonic structure of Bulgaria. *Technika, Sofia*, 290-293. (In Bulgarian)
 Jeleu, V., M. Antonov, D. Sinnyovsky, Ch. Christov. 2000. Report on the completed revisional mapping in scale 1:25 000 and lithogeochemical mapping of "Anton" district of "Chelopech" licenced area. *National geofund and geofund of Navan-Chelopech Plc*. (In Bulgarian)
 Ivanov, J., K. Kolcheva, S. Moskovski, D. Dimov. 1987. On the peculiarities and character of the "diabas-phylloid formation". *Review Bulg. geol. soc.*, XLVIII, 2, 1-24. (In Bulgarian)
 Yordanov, M., D. Chunev, I. Stanev. 1965. Brief characteristic of the Sub-Balkan deep seated fault between Maglizh village and the state frontier with Yugoslavia. *CBGA, VII Congr., reports 1 – geotectonics*, 33-40. (In Russian)
 Kamenov, B. 1936. Geology of Etropole area. *Review Bulg. geol. soc.*, 8, 2, 30-137. (In Bulgarian)
 Kouikin, S., L. Milanov. 1970. Notes on the geological structure of Zlatitsa Stara Planina. *Review of Bulg. geol. soc.*, 31, 1, 120-126. (In Bulgarian)
 Kouikin, S., L. Milanov, Y. Gercheva, S. Christov. 1971. Geological structure of Stara Planina between Zlatitsa pass and Troyan pass. *Jub. Ann.*, 179-200. (In Bulgarian)
 Mandev, P. 1942. Geology of Zlatitsa mountain and its formant parts in the embrace of the upper part of Vit river. *Review Bulg. geol. soc.*, 13, 145-147. (In Bulgarian)
 Milanov, L., N. Dimitrova, S. Kouikin, Y. Milanova, M. Simeonova, S. Christov. 1964. Report on the results from the geological mapping in scale 1:25 000 carries out in Zlatitsa-Teteven mountain during 1963. *National geofund*, IV - 191. (In Bulgarian)
 Nachev, I. 1963. Jurassic system in Gabrovo area and catchment area of Gabrovitsa and Leshnitsa rivers. *Contr. Geol. Bulg., ser. stratigraphy and tectonics*, V, 147-169. (In Bulgarian)
 Poushkarov, N. 1903. Contribution to the petrography of the high Balkan between the peaks of Yaldaz Tabia and Vezhen. *Nauka i knizhnina*, 19, 1-38. (In Bulgarian)
 Poushkarov, N. 1927. Study of the geological structure of the western link between the Balkan and Sredna Gora mountain. *Contr. Bulg. sci. agricult. Inst.*, 14, 1-44. (In Bulgarian)
 Trashliev, S. 1961. On the genesis and age of Kashana barite deposit, Pirdop district. *Review Bulg. geol. soc.*, 22, 3, 245-252. (In Bulgarian)
 Trashliev, S., J. Trashlieva. 1956. Report on the geological prospecting of Kashana barite deposit (Pirdop district)

- carried out during 1954–1955. *National geofund*, II – 354. (In Bulgarian)
- Tsankov, Ts. 1961. Notes on the tectonics of Galabets area and its adjacent lands. *Contr. Geol. Bulg., ser. stratigraphy and tectonics*, 2, 183-202. (In Bulgarian)
- Tsankov, Ts. 1995. Alpine structural settings. – In: (Yanev, S. and D. Chounev, eds.) Explanatory note to the geological map of Bulgaria in scale 1:100 000 (Botevgrad sheet). *Geol. Inst. Bulg. Acad. Sci., "Geology and geophysics"* – Plc, Sofia, 85-102. (In Bulgarian)
- Cheshitev, G. 1971. Shipka Stara Planina. - In: (Yovchev, Y., ed.) Tectonic structure of Bulgaria. *Technika, Sofia*, 294-299. (In Bulgarian)
- Cheshitev, G., V. Milanova, I. Sapounov, P. Choumachenko. 1995. Explanatory note to the geological map of Bulgaria in scale 1: 100 000 (Teteven sheet). *Geol. Inst. Bulg. geol. soc. and "Geology and geophysics" Plc, Sofia*, 94 c. (In Bulgarian)
- Passchier, C. W., R. A. Trouw. 1996. Microtectonics. *Springer*, 289 pp. (In English)

*Recommended for publication by Department
of Geology and Paleontology, Faculty of Geology*