

Střížné zóny v magmatických horninách

ROSTISLAV MELICHAR

Katedra geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty Univerzity J. E. Purkyně, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(Doručené 29. 2. 1989, revidovaná verze doručena 12. 10. 1989)

Shear zones in igneous rocks

The origin of deformation structures in dependence of mechanic properties of magmatite during solidification of magma is discussed in the article. The attention is paid mainly to shear zones of incompletely solidified rocks. Their study could enable to determine the stress field and its dating using radiometric age of rock.

Úvod

Tektonikou magmatických hornin se zabývali Cloos (1925) a Balk (1937), kteří položili základy studia deformací vyvřelin. Většina prací zaměřených na projevy střížného napětí v magmatitech je věnována magmatickým tokovým strukturám a deformacím pevné fáze. Poněkud mimo hlavní směr zájmu deformační analýzy je studium deformací magmatitů v tuhotekutém stavu, i když tyto výzkumy mohou přinést jedinečné informace. Ani Cloos (1928) neuvažuje o jiné interpretaci 1,4 m mocné zóny odlišné paralelní stavby než jako pásma s jiným směrem magmatického toku.

Vznik deformačních struktur

Vznik deformačních struktur závisí na mechanických vlastnostech hornin. U magmatitů se tyto vlastnosti v průběhu geneze horniny podstatně mění a mění se i strukturní záznam deformace. To umožňuje již podle charakteru deformačních struktur jejich přibližné časové zařazení podle etap vývoje mechanických vlastností magmatitu. Lze vyčlenit tři základní etapy: 1. etapu raně krystalizační, 2. etapu pozdně krystalizační a 3. etapu postkrystalizační. Jednotlivé etapy jsou rozlišeny podle stupně dovršení procesu krystalizace z magmatu.

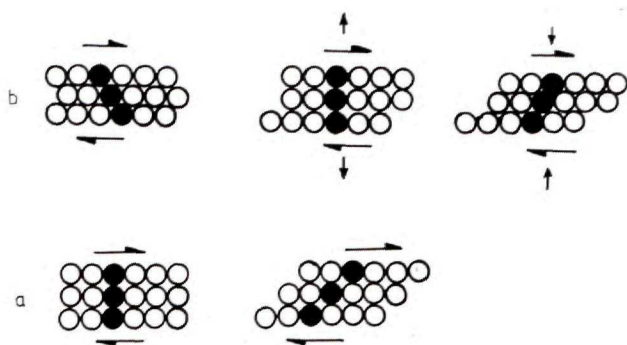
Etapu raně krystalizační

Pokud magma neobsahuje žádnou pevnou fázi, může volně proudit do oblastí s nižším tlakem. Rovněž určité množství pevné fáze unášené v suspenzi nebrání magmatu chovat se jako kapalina. Pohyb magmatu se strukturně zaznamenává v podobě tokových struktur, které popsali mnozí autoři. Poznatky

shrnuje např. Jelisejev (1953). Základními mechanickými vlastnostmi v raně krystalizační etapě jsou nulová pevnost a neschopnost magmatu stabilně odolávat střížnému napětí. Z toho vyplývá, že se magma „deformuje“ působením i velmi malých napětí a tak dosahuje vysokých deformací. Při laminárním toku jsou nehomogenity v magmatu vytaženy do protáhlých šlír a protáhlé krystaly unášené magma-tem jsou orientovány do plochy toku a ve směru toku. Plochy toku jsou zpravidla souběžné se stěnami magmatického tělesa a linie odrážejí směr proudění magmatu. Studium těchto prvků tedy můžeme určit tvar tělesa a případně oblast zdroje magmatu, avšak nikoliv regionální napětové pole působící v době intruze. Tokové struktury, i když jsou projevem působení střížného napětí, neřadíme mezi střížné zóny.

Etapu pozdně krystalizační

Růst stupně krystalizace je spjat s růstem obsahu pevné fáze v tavenině. Zprvu je tento obsah malý a nemá téměř vliv na vlastnosti magmatu. Avšak při určitém obsahu (mez nasycení krystaly, nebo při anatexi mez ztekucení) si pevné částice začnou vadit v pohybu, a tím brání i pohybu taveniny. Mezní obsah částic lze teoreticky znázornit pomocí modelu s kulovými částicemi. Čtvercové uspořádání částic tvaru koule (obr. 1a) je limitující pro pohyb lamin kapaliny. Kapalina při tomto uspořádání může ještě laminárně téci. Teoretický obsah pevné fáze je 52,4 %. Vyšší obsah částic, např. při nejtěsnějším uspořádání koulí, již brání volnému toku, neboť pro pohyb lamin je potřebné rozrušení uspořádání. To se projeví jako pevnost ještě ne zcela utuhlé horniny. Skutečný obsah pevné fáze při mezi nasycení krystaly se však liší od teoretické hodnoty 52,4 %,



Obr. 1. Prostý stříh v magmatu s obsahem pevných kulových částic. a — čtvercové uspořádání částic je limitující, ještě umožňuje laminární tok magmatu, b — nejtěsnější uspořádání již neumožňuje volný tok, nejprve je nutné rozrušení uspořádání a zvětšení obsahu taveniny, po ukončení pohybu se opět vytvoří kostra nejtěsnějšího uspořádání.

Fig. 1. Simple shear in magma with the content of solid spheroidal particles. a — quadratic arrangement of particles is a limit border, which enables laminar flow of magma, b — the closest setting does not enable free flow, it is necessary to disturb this setting and increase the content of fluid, after finishing of movement skeleton of the closest setting is formed.

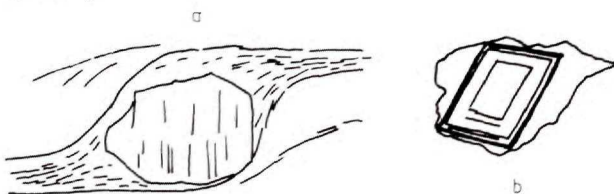
a to vlivem odlišného tvaru a různé velikosti částic. Jednak mají krystaly tvar polyedrů, a nikoliv koulí, jednak lze do stavby vtěsnat určité množství menších částic, aniž by to omezilo schopnost vzájemného pohybu lamin. Experimentálně stanovili Molen a Paterson (1979) mezní obsah pevné fáze na 70 %. Nad touto mezí se magmatická hornina chová podobně jako pevná látka: má nenulovou pevnost a může stabilně vydržet určité střížné napětí.

V hornině se vytváří krystalová kostra, schopná přenášet napětí. Tím dojde k oddělení všesměrného tlaku tekuté fáze a napětí v pevné fázi a obě veličiny se stanou na sobě poměrně nezávislými. Nyní vše závisí na vztahu rychlosti krystalizace a deformace. Je-li krystalizace zbytku taveniny rychlá a deformace pomalá, postačí pro malé přetvoření elastická deformace a strukturní záznam ve zjiitelné podobě nevznikne. Překročí-li však velikost deformace mez elasticity krystalové kostry před úplným utuhnutím horniny, rozruší se tato kostra, a tím vznikne i strukturní záznam deformace. K rozrušení může dojít třemi způsoby. Kompresí dochází v místech nižší pevnosti ke vzniku pásem, z nichž je vytlačena zbytková tavenina. Tato pásma jsou orientována kolmo na maximální hlavní napětí. Charakteristickým znakem je ochuzení o později krystalizující fáze a obohacení o dříve vykrystalizovanou fázi, zejména o vyrostlice. V těchto zónách pak můžeme očekávat procesy odpovídající plně vykrystalizované hornině (Hibbard, 1987). Pásma stlačení krystalové kostry se tedy jeví jako oblasti odlišné diferenciace magmatu. Kolmo na minimální hlavní napětí mohou vznikat neostře omezená pásma odpovídající

svým charakterem žilám. Tato pásma mají rovněž složení odlišné od okolní horniny. Jsou obohacena o později krystalizující fáze ze zbytkové taveniny. Třetím, a zřejmě nejčastějším způsobem rozrušení krystalové kostry je vznik střížných zón.

Vývoj těchto střížných zón lze dobře demonstrovat na teoretickém modelu při nejtěsnějším uspořádání koulí (obr. 1b). Po překročení meze pevnosti se kostra krystalů rozruší, přitom se zvětší vzdálenosti mezi zrny a zvýší se pórovitost. Tlak kapaliny v oblasti rozrušení poklesne a z okolí je zbytková tavenina vcezena do zóny stříhu. To umožní vznik „toku“ v zónách rozrušení stavby ve smyslu střížného napětí. Původní prvky magmatického toku se stáčí do nových směrů v závislosti na velikosti stříhu. Po uvolnění střížného napětí se opět vytvoří kostra krystalů. Snížením pórovitosti zbytková tavenina v zóně stříhu přebývá, zvyšuje se její tlak a zároveň se tím snižuje efektivní napětí. Hornina se pak může v drobném měřítku deformovat křehce. Mohou vznikat drobné interkrystalové a intrakrystalové žilky, jaké popsal Hibbard (1980).

Mikrostrukturní výzkumy deformace neúplně vykrystalizovaných magmatitů shrnul Hibbard (1987). Za základní znak deformace v tomto stavu považuje redistribuci zbytkové taveniny v okolí krystalů. Zatímco ve statickém prostředí je krystal zbytkovou taveninou lemován rovnoměrně, je zbytková tavenina při deformaci akumulována v tlakových stínech (obr. 2).

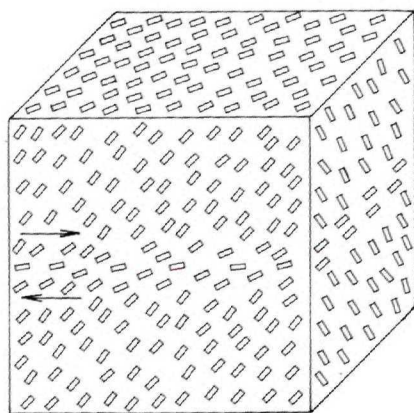


Obr. 2. Tlakové stíny v okolí krystalů ve střížné zóně. a — porfýroklast typu σ z mylonitu (podle fotografie z práce Simpsonovy, 1986). b — idiomorfický krystal dorostlý v tlakových stínech ze zbytkové taveniny, deformovaný granitoid (podle fotografie z práce Hibbardovy, 1987).

Fig. 2. Pressure shadows in surroundings of crystals in shear zone. a — σ — type of porphyroblast from mylonite (according to the photograph from Simpson, 1986). b — idiomorphic crystal growing in pressure shadow from residual liquid, distorted granitoid (according to the photograph from Hibbard, 1987).

Střížné zóny neúplně utužených magmatitů lze dobře pozorovat u hornin s vyvinutou tokovou strukturou, která je porušena střížnými zónami. Střížné zóny se pak projevují jako pásma se stočenými prvky původní tokové stavby (obr. 3). Výrazné jsou zejména v granitoidních horninách s vyrostlicemi. U těchto hornin, pokud tuhly v napěťovém poli, jsou splněny všechny podmínky pro vznik a dobrou pozorovatelnost střížných zón tuhokuté fáze. Vyrostlice dobře vyznačují tokové struktury, které jsou vlivem vysoké

viskozity magmatu téměř vždy zřetelně vyvinuty. Hloubka tuhnutí zabezpečuje pomalé chladnutí, a tím umožňuje i projevy deformací o nízké rychlosti. Takovou vhodnou horninou v Českém masívu jsou durbachity autorem studovaného třebečského masívu. Pozorované střížné zóny tuhotekuté fáze v sv. části masívu jsou poměrně málo mocné, maximální zjištěná mocnost byla 5 cm. Délku střížných zón nebylo možno zjistit přímo, avšak podle často pozorovaných zakončení těchto zón na výchozech lze předpokládat, že jejich délka nepřesahuje 10–20 m. Pozorované střížné zóny byly zakončeny dvojím způsobem: jednak prostým vyzněním pohybu ve střížné zóně, jednak strukturou koňského ohonu s rozštěpením a ohnutím zóny stříhu a postupným vyzněním pohybu v jednotlivých větvích. Stočené vyrostlice živců umožňují určit smysl pohybu ve střížné zóně (obr. 3).



Obr. 3. Blokdíagram granitoidní horniny se střížnou zónou. Toková struktura je vyznačena živcovými vyrostlicemi. Střížná zóna neúplně utuhlé taveniny probíhá horizontálně středem diagramu. Na čelní straně bloku lze pozorovat stáčení vyrostlic podle smyslu stříhu. Boční strana ukazuje řez kolmý na směr stříhu, v němž nelze určit smysl pohybu.

Fig. 3. Block-diagram of granitoid rock with shear zone. The flow texture is marked by feldspar phenocrysts. The shear zone of incompletely solidified liquid runs horizontally through the centre of diagram. The bending of phenocrysts according to the sense of shear is visible on the face of the diagram. Cross-section perpendicular to the direction of shear, in which it is not possible to determine the sense of movement, is shown on the side of the diagram.

Přesné určení směru pohybu ve střížné zóně je problematické. Lineace směru pohybu by odpovídala lineaci roztážení, která vzniká v duktilních střížných zónách. Roztažení však proběhlo ve zbytkové tavenině, která později utuhla víceméně všesměrně. A tak, pokud magma neobsahovalo lineárně protažené vyrostlice, nelze přesně určit směr stříhu, a proto nelze zatím přesně stanovit ani odpovídající napěťové pole. U hornin, v nichž je vyvinuta lineární toková stavba, lze tuto lineaci určit přesně, a pak lze pro zjištění směrů os hlavních napětí

použít některé ze známých metod (Angelier a Mechler, 1977; Alexandrowski, 1986). Zjištěné napěťové pole je časově téměř shodné s radiometrickým stářím horniny, a je to nejstarší regionální napěťové pole, které lze určit v magmatické hornině.

Etapa postkrystalizační

I když z názvu etapy plyne, že krystalizace proběhla až do konce, je nutno sem zařadit i horninu, u níž vykryštovalo již 95 % objemu a více. Při tak velkém obsahu pevné fáze se hornina chová prakticky jako utuhlá. Má téměř stejnou pevnost, ale vyšší pórovitost než zcela pevná hornina. Deformace probíhá v zásadě dvěma způsoby, křehce nebo duktilně, a to v závislosti na vnějších podmínkách. Vysoká homologická teplota, blízká jedné, by měla umožnit duktilní deformaci, avšak vysoký tlak fluidní fáze snižuje efektní napětí a způsobuje křehkost deformace. Výsledkem jsou různé přechodné křehce duktilní a křehké deformace horniny, obdobné deformacím pevné horniny, kterým je věnováno mnoho odborné literatury. Poznátka o střížných zónách shrnul Ramsay (1980).

Shrnutí

Podle mechanických vlastností byly rozlišeny tři etapy ve vývoji magmatické horniny v závislosti na stupni krystalizace: raně krystalizační, pozdně krystalizační a postkrystalizační. Působící střížné napětí se v raně krystalizační etapě projevuje vznikem tokových struktur. Pro pozdně krystalizační etapu jsou typické střížné zóny neúplně utužených tavenin. Jsou charakterizovány „ohybem“ původních tokových struktur, většinou bez tvarové deformace zrn horniny. V mikroskopickém měřítku mohou vznikat tlakové stíny tvořené zbytkovou taveninou. Vznik střížných zón neúplně utužených tavenin je podmíněn: vytvořením krystalové kostry, schopné odolávat střížnému napětí; vysokou viskozitou magmatu, vedoucí ke vzniku tokových struktur; dostatečně velkou rychlostí deformace vzhledem k rychlosti tuhnutí, aby se deformace projevila před konečným utužením horniny. Tyto podmínky nejlépe splňují granitoidní horniny s vyrostlicemi. Právě z granitoidů byla popsána většina deformačních struktur neúplně utužených tavenin. Střížné zóny vznikající ve třetí etapě odpovídají svým charakterem střížným zónám vytvořeným v jiných pevných horninách. Od předchozích se liší deformací horninových zrn.

Literatura

- Alexandrowski, P. 1986: Graphical determination of principal directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *J. struct. Geol.*, 7, 73–82.

- Angelier, J. a Mechler, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, 19, 1 309—1 318.
- Balk, R. 1937: Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, 5, 121—129.
- Cloos, H. 1925: Einführung in die Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). *Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin*.
- Cloos, H. 1928: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika. Skandinavien und Mitteleuropa. *Fortschr. Geol. Paläont.*, 7, 21, 241—327 (1—87).
- Hibbard, M. J. 1980: Indigenous source of late-stage dikes and veins in granitic plutons. *Econ. Geol.*, 75, 410—423.
- Hibbard, M. J. 1987: Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, 95, 543—561.
- Jelisejev, N. A. 1953: *Strukturnaja petrologija*. Leningrad.
- Molen, I. van der, Paterson, M. S. 1979: Experimental deformation of partially-melted granite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 70.
- Ramsay, J. G. 1980: Shear zone geometry: a review. *J. struct. Geol.*, 2, 83—99.
- Simpson, C. 1986: Determination of movement sense in mylonites. *J. geol. Educ.*, 34, 246—261.

Shear zones in igneous rocks

The basis of investigation of primary igneous rock deformations were formed by Cloos (1925) and Balk (1937). Character of deformation textures depends on mechanic properties of rocks. These properties change substantially during the course of the genesis of igneous rock and by it textural record of deformation changes, too. This enables to define deformation textures according to their character and stages of the development of mechanic properties of igneous rock. Three basic stages can be defined: 1. early crystallization, 2. late crystallization, 3. post-crystallization of magma, because the relation between solid and liquid phase influences decisively mechanic properties.

The early crystallization stage is characterised by free flow of magma, which is enabled by zero shear strenght in liquid and by zero or very small content of solid phase. The movement of magma is recorded in form of flow textures, which do not reflect regional stress field, but the shape of a body.

In the late crystallization stage magma has got some shear strenght, which is given to it crystal structure. This is formed at the content of solid phase above 70% (Molen and Paterson, 1979). If the rate of deformation is too high regarding to the rate of solidification, the destruction of crystal structure takes place, which can be observed in different textural records.

Zones of compression impoverished of residual liquid originate by the compression of the crystal structure. Pressed liquid phase accumulates in fuzzy zones, which correspond by their character with veins. Shear destruction of crystal structure is very abundant. Shear zones in incompletely solidified magma originate. Their development is accompanied by changes in porosity and by changes of liquid phase pressure (Fig. 1). The decrease of

effective pressure can lead to the origin of small inter- and intracrystal veins, which were described by Hibbard (1980). These shear zones could be well observed in rocks with developed flow structure, which is dislocated and bended by them (Fig. 3). Shear zones were observed by the author in durbachites of the Třebíč massif in the eastern part of the Bohemian massif. These shear zones have small thickness, the maximum ascertained thickness was 5 cm. The lenght could not be measured directly, but it can be judged at 10—20 m considering often observed edges of zones on outcrops. The edges had two forms: partly by simple ending of the movement on shear zone, partly by the stucture of horse-tail with splitting of zone and bending of it.

These sense of shear could be determined by bending of flow planes, we did not manage to determine the direction of movement precisely, because rock does not contain linear phenocrysts. It is possible to determine the direction of shear for rocks, where linear flow structure is developed. Then it is also possible to determine directions of axes of main stresses according to some known methods (Angelier and Mechler, 1977; Alexandrowski, 1986). Stress field determined in this way is chronologically almost identic with radiometric age of rock and this is the oldest regional stress field, which can be determined in igneous rock. The deformation of incompletely solidified magma manifests also microscopically by redistribution of residual liquid from the surroundings of a crystal into pressure shadows (Hibbard, 1987).

More than 95% of magma is crystallized in the post magmatic stage. This material behaves as ideal solid body and the deformation manifests by ductile to brittle shear zones. Knowledge about them were summarized by Ramsay (1980).