

Základné princípy analýzy zlomov v štruktúrnej geológii

MICHAL NEMČOK

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7. 12. 1988, revidovaná verzia doručená 23. 6. 1989)

Main principles of fault analysis in structural geology

In a literature review, physical laws of fault generation and of movements along are summarized, the main fault plane markers indicated and regularities between the movements and the stress field are explained.

Úvod

Odvetvie štruktúrnej geológie zaoberajúce sa zlomovou tektonikou zaznamenalo v priebehu posledných dvadsiatich rokov nebývalý rozmach. Rozsiahle štúdie aktívnych zlomov s rôznym režimom pohybu (Angelier, 1985; Tchalenko a Ambraseys, 1970; Woodcock a Fischer, 1986; Naylor et al., 1986; Gamond, 1987), modelové štúdie na ľadovcoch (Croot, 1987), merania súčasných napätí v kôre (Gaviglio, 1985), štúdie súčasných pohybov platní (Seno, 1977), ako aj experimentálne (Wilcox et al., 1973; Bartlett et al., 1981) a numerické modelovanie zlomovej tektoniky (Means, 1976; Turcotte a Schubert, 1982; Mandl, 1988) umožnili sformulovať ucelenú teóriu zaoberajúcu sa vznikom a pohybom na zlomoch vo vzťahu k napätiu, ktoré ho vyvolalo.

Zákonitosti vzniku pohybu na zlome

Prv než sa dostaneme k samotným vývodom, zjednodušíme si vzťah napätového tenzora a zlomu, na ktorý pôsobí. Budeme uvažovať o troch ideálnych orientáciách napätového tenzora vzhľadom na zlom (sensu Anderson, 1951; obr. 1).

Ktorýkoľvek napätový tenzor sa dá rozdeliť na 3 navzájom kolmé vektory napätia: σ_1 — maximálna kompresná zložka napätia, σ_2 — stredná kompresná zložka napätia, σ_3 — minimálna kompresná zložka napätia. Obr. 1a znázorňuje situáciu prešmyku: σ_3 je zvislá, σ_1, σ_2 sú horizontálne, pričom σ_2 je totožná so smerom poruchy. Obr. 1b ukazuje pokles: σ_1 je zvislá, σ_3, σ_2 sú horizontálne, pričom σ_2 je totožná so smerom poruchy. Obr. 1c vyjadruje horizontálny posun: σ_2 je zvislá, σ_1, σ_3 sú horizontálne a obe zvierajú so smerom poruchy uhol 45° .

Aby sme pochopili nasledujúce matematické vzťahy, definujeme rozklad napätia v rovine pohybu na

zlome podľa obr. 2a. σ je normálové napätie a τ je horizontálne napätie a platí $\sigma = F/A$, $\tau = V/A$. Normálové napätie vyjadruje silu pôsobiacu kolmo na plochu zlomu a horizontálne napätie silu pôsobiacu v smere pohybu na zlome (A — plocha a F, V — sily).

Napätové ohraničenie pre tvorbu zlomov, t. j. tvorba šmykového typu diskontinuit, je opísané Coulombovým a Mohrovým trecím a plastickým usporiadaním:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \varphi, \text{ kde}$$

$$\tau = \text{pevnosť v plasticite,}$$

$$c = \text{pevnosť v súdržnosti,}$$

$$\sigma_n = \text{normálové napätie,}$$

$$\varphi = \text{uhol vnútorného trenia.}$$

Z tohto vzťahu skúsime odvodiť priestorovú orientáciu novovzniknutej strižnej plochy v účinkujúcom stave napätia. Uvedme si ešte, že vždy vznikajú podmienky pre vznik páru strižných plôch, ktoré sa pretínajú v osi σ_2 a obe ich bisektrice tvoria osi σ_1 a σ_3 .

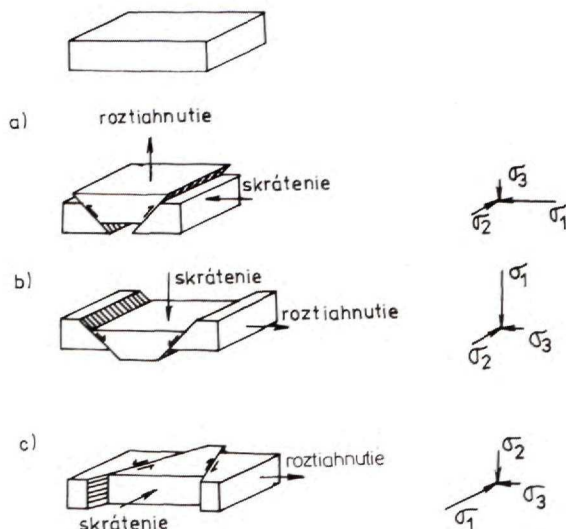
V zmysle Coulomba a Mohra hraničné podmienky vzniku stanovujú, že začiatok tvorby zlomov nastáva na páre plôch vtedy, keď vzťah

$$\frac{\tau - c}{\sigma_n}$$

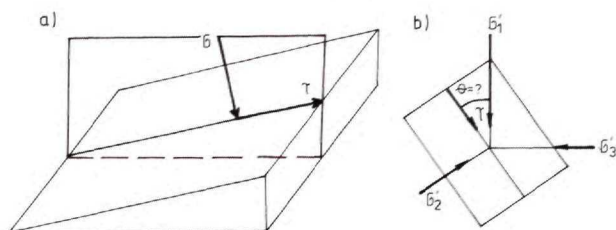
($\tau = c + \sigma_n \tan \varphi$) dosahuje maximálnu hodnotu tangensu φ . Kým strižné napätie τ má riadiaci vplyv, účinkujúce normálové napätie σ_n na potenciálnu šmykovú plochu spôsobuje vzrastanie odolnosti voči šmykaniu. Preto sa budú šmykové plochy vyskytovať tak (obrázok 2b), aby spĺňali kritické podmienky v Coulombovom a Mohrovom vzťahu, teda:

$$\theta = \pm (45^\circ - \varphi/2).$$

V praxi však lokalizáciu strižných plôch silne

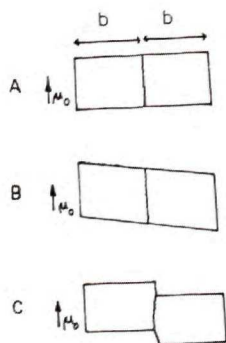


Obr. 1. Ideálne typy strižných zlomov podľa Andersona (1951).
Fig. 1. Ideal cases of shear faults according to Anderson (1951).



Obr. 2. a — Rozklad napätia na zlome na horizontálnu a normálovú zložku (Turcotte a Schubert, 1982). b — Orientácia strižnej plochy voči hlavným zložkám napätia (Mandl, 1988).

Fig. 2. a — Stress resolution along the fault into horizontal and normal components (Turcotte and Schubert, 1982). b — Shear plane orientation against the main stress components (Mandl, 1988).



Obr. 3. Vznik zlomu (Turcotte a Schubert, 1982). A — po poslednom zemetrasení je zlomová škára zaklinená, B — vyjadruje postupný nárast napätia na zlome ešte pri zaklinení, C — dosiahnutie napätia potrebného pre epizodický pohyb na zlome. μ_0 — relatívna rýchlosť území susedných blokov ležiacich vo vzdialenosti b od zlomu.

Fig. 3. Fault generation (Turcotte and Schubert, 1982). A — wedging in fault split after the last earthquake, B — gradual strain increase expressed still under wedging, C — strain necessary for episodic movement along the fault has been achieved, μ_0 — relative velocity of neighbour blocks in distance b from the fault.

ovplyvňujú preexistujúce plochy anizotropie (oslabenia).

Pohyb na zlome si vysvetlíme na horizontálnom posune. Vo väčšine prípadov nemôžeme hovoriť o plynulom pohybe, ale o epizodickom. Ide vlastne o zemetrasné pohyby schematicky načrtnuté na obr.

3. Môžu byť vysvetlené funkciou $\tau = \tau_{fd} + \frac{G\mu_0 t}{2f}$ kde

τ = napätie potrebné na epizodický pohyb na zlome,

τ_{fd} = napätie na zlome po ukončení posledného pohybu,

G = modul pružnosti v šmyku,

μ_0 = relatívna rýchlosť území susedných blokov ležiacich vo vzdialenosti b od zlomu,

t = čas od posledného pohybu,

f = koeficient trenia.

Tento jednoduchý vzťah v skutočnosti komplikujú nerovnosti zlomovej škáry, prítomnosť vody, teda pomer litostatického a hydrostatického tlaku, koeficient pokojového trenia závislý od litológie (obr. 4) a ďalšie faktory. Dôležitosť veľkosti hydrostatického tlaku vyjadruje pomer:

$$\tau = \mu \sigma_n = \mu(\sigma_n - P)$$

kde

τ = strižné napätie na ploche poruchy,

σ_n = normálové napätie na ploche poruchy,

μ = koeficient trenia,

P = hydrostatický tlak.

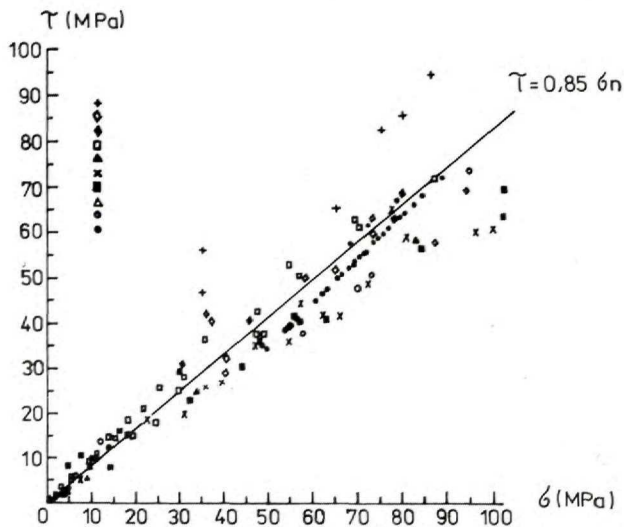
Ide vlastne o to, že ak sa zvyšuje hydrostatický tlak, skôr dochádza k pohybom na zlomoch. Ako príklad slúžia prípady, keď sa v seizmoaktívnych oblastiach pri vŕhaní výplachov do vrtov vyvolávajú malé zemetrasenia (Turcotte a Schubert, 1982).

Zákonitosti pohybu na zlome

Pohyb na zlome si môžeme fyzikálne namodelovať (obr. 5). Obr. 5a ukazuje, ako sa po podložke (plocha poruchy) pohybuje teleso pritláčané k nej silou F , ťahané silou V pôsobiaceou cez pružinu. Sila V pôsobiaca na podložku A nám vytvorí strižné napätie a sila F pôsobiaca na podložku vytvorí normálové napätie. Na obr. 5b vidíme, že pri vzrastaní sily V po hodnotu V_A sa prekoná pokojové trenie a teleso sa dá do pohybu. Pohyb má charakter skoku. Sila V_B je sila prekonávajúca maximálne pokojové trenie (pri nerovnostiach podložky). Po určitom čase zdrsnie zlomová škára, začne sa vypĺňať a nastáva režim sklzu pri sile V_C .

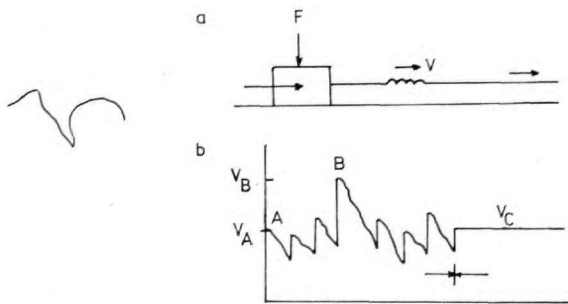
Tvorba pohybových stôp

V ideálnych prípadoch zlomov (sensu Anderson, 1951; obr. 1) rozdelíme napätie pôsobiace na zlome



Obr. 4. Závislosť koeficientu trenia od litológie (Turcotte a Schubert, 1982). Grafické symboly pri vertikálnej osi zhora: 1 — vápenec, gabbro, 2 — pórovitý pieskovec, 3 — pieskovec, 4 — rauhwack, kvarcit, granit, 5 — granit, gabbro, 6 — cement v žilách kremenného monzonitu, 7 — žily kremenného monzonitu, 8 — granit, 9 — granodiorit, 10 — rula, mylonit.

Fig. 4. Relation between the coefficient of friction and lithology (Turcotte and Schubert, 1982). Graphic symbols at the vertical axis from above: 1 — limestone, gabbro, 2 — porous sandstone, 3 — sandstone, 4 — rauhwacke, quartzite, granite, 5 — granite, gabbro, 6 — cement in quartz monzonite dykes, 7 — quartz monzonite dykes, 8 — granite, 9 — granodiorite, 10 — gneiss, mylonite.



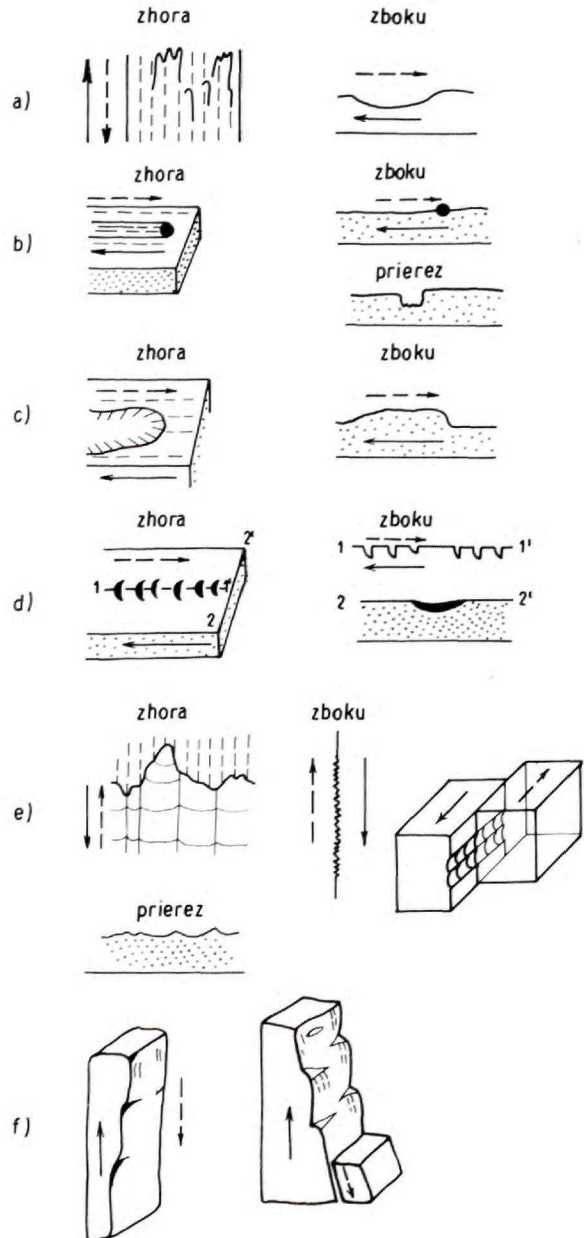
Obr. 5. Fyzikálny model pohybu na zlome (Turcotte a Schubert, 1982).

Fig. 5. Physical model of motion along the fault (Turcotte and Schubert, 1982).

na normálovú a strižnú zložku podľa obr. 2a. Oba vektory napätia nám vytvoria rovinu pohybu na zlome. Priesečnicou roviny pohybu a zlomovej plochy je smer pohybu na zlome, ktorý sa nazýva striácia (alebo zlomová lineácia). Striácie obsahujú zákonité štruktúry, podľa ktorých môžeme určiť zmysel pohybu na zlome.

Niektoré z najzákladnejších stôp pohybu podľa Dzulinského a Kotlarczyka (1965) a podľa Petita (1987) ukazujú obrázky 6a—f. Obr. 6a znázorňuje tzv. „slickenside flutes“, na začiatku zahĺbené, po-

maly sa vytrácajúce, podstatne pretiahnuté v pomere k šírke. Ďalšie stopy sú „slickenside prod marks“, ktoré tvorí krátka depresia obyčajne so zachovaným tvrdým kúskom horniny, ktorý ju vytvoril, zovretý medzi dvomi pohybujúcimi sa stenami (obr. 6b). „Knobby elevations“ (obr. 6c) sú najčastejšie vytvorené z mineralizácie. V tlakovom tieni na kolmej stene elevácie bývajú často vyvinuté idiomorfne kryštálky. „Tension gashes“ (obr. 6d) majú na ploche zrkadla polmesiakovitý tvar. Na priereze 1—1' sú orientované strmšou stenou oproti pohybu nadlož-



Obr. 6. Pohybové stopy na zrkadlách (Dzulinski a Kotlarczyk, 1965; Petit, 1987).

Fig. 6. Fault plane markers on polishes (Dzulinski and Kotlarczyk, 1965; Petit, 1987).

ného bloku. „Slickenside chevrons“ (obr. 6e) sa nevyskytujú na vyhladených plochách, ale pod vrstvičkou drviny na stene zlomu. „Step-like breaks“ (obr. 6f) vyformovala masa rozdrvenej horniny, narážajúca na stenu zlomu. Rôzni autori im však pripisujú rôzny zmysel pohybu. Najbežnejšie sa vyskytujú dlhé úzke ryhy, ktoré však podávajú len smer pohybu bez zmyslu.

Odvodenie napätia zo zlomových plôch

Všetky metódy zisťujúce napätie analýzou zlomových plôch, podľa už uvedených fyzikálnych zákonitostí, vlastne využívajú spätný postup. Založené sú na tom, že sa najprv určí typ zlomu, potom sa vypočítava alebo zostrojuje rovina pohybu alebo výsek priestoru pohybu na zlome. Ak máme štatistický celok zlomovej populácie, o ktorej vieme, že vznikla v jednej pohybovej fáze, dostávame potom určité body alebo minimálne výseky priestoru, o ktorých vieme, že sú miestom optimálnej orientácie hlavných zložiek napätia.

Poznáme grafické (napr. Hoepfner, 1955; Arthaud, 1969; Jaroszewski, 1972; Angelier a Mechler, 1976; Alexandrowski, 1985; Vergely et al., 1987) a numerické (Carey, 1976; Armijo, 1977; Armijo a Cisternas, 1978) metódy. Niektoré metódy ďalej dovoľujú rozlíšiť 2 alebo viac napäťových tenzorov z dát korešpondujúcich s polyfázovou tektonikou (Angelier a Manoussis, 1980; Etchecopar et al., 1981; Etchecopar, 1984).

Po zistení hlavných zložiek napätia zo zlomových populácií vezmeme do úvahy zákonitú vzťahy medzi orientáciou napätia a regionálnym tektonickým usporiadaním (subdukčné, riftové, transformné) a vyvodzujeme druh a smer pohybu študovaného územia.

Literatúra

- Alexandrowski, P. 1986: Graphical determination of principal directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 7, 73–82.
- Anderson, E. M. 1951: The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: *Edinburgh, Oliver and Boyd*, 2nd edition, 206s.
- Angelier, J. 1985: Extension and rifting: the Zeit region, Gulf of Suez. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 7, 5, 605–612.
- Angelier, J. a Manoussis, S. 1980: Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. *C. R. hebdomadaire Acad. Sci., Sér. D (Paris)*, 290, 651–654.
- Angelier, J. a Mechler, P. 1976: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, 19, 1 309–1 318.
- Armijo, R. 1977: La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et néotectonique. *Thesis Univ. Paris, VII*, 98 s.
- Armijo, R. a Cisternas, A. 1978: Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. hebdomadaire Acad. Sci., Sér. D. (Paris)*, 287, 595–598.
- Arthaud, F. 1969: Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. France*, 11, 729–737.
- Bartlett, W. L., Friedman, M. a Logan, J. M. 1981: Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part. IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79, 255–277.
- Carey, E. 1976: Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. *Thesis Univ. Paris Sud*, 138 s.
- Croot, D. G. 1987: Glaciotectionic structures: a mesoscale model of thin skinned thrust sheets. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 9, 7, 797–808.
- Dzulinski, S. a Kotlarczyk, J. 1965: Tectoglyphs on Slickensided Surfaces. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr. (Varsovie)*, 2, 149–154.
- Etchecopar, A. 1984: Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). *Thesis U.S.T.L. Montpellier*, 269 s.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. a Daignières, M. 1981: An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 3, 1, 51–65.
- Gamond, J. F. 1987: Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 9, 5/6, 609–620.
- Gaviglio, P. 1985: A fault and stress field analysis in a coal mine (Gardanne, Bouches du Rhone, France). *Tectonophysics*, 113.
- Hoepfner, R. 1955: Tektonik im Schiefergebirge. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 44, 26–58.
- Jaroszewski, W. 1972: Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains. *Stud. geol. pol. (Warszawa)*, 38, 215 s.
- Mandl, G. 1988: Mechanics of tectonic faulting. *Amsterdam, Elsevier*, 407 s.
- Means, W. D. 1976: Stress and strain. *Heidelberg, Springer-Verlag*, 339 s.
- Naylor, M. A., Mandl, G. a Sijpesteijn, C. H. 1986: Fault geometries in basement — induced wrench faulting under different initial stress states. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 7, 737.
- Petit, J. P. 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 9, 5/6, 597–608.
- Seno, T. 1977: The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 42, 209–226.
- Tchalenko, J. S. a Ambraseys, N. N. 1970: Structural analyses of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 41–60.
- Turcotte, D. L. a Schubert, G. 1982: Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. *New York, John Wiley and Sons. Ruský preklad: 1985, Moskva, Mir*, 730 s.
- Vergely, P., Sassi, W. a Carey-Gailhardis, E. 1987: Analyse graphique des failles à l'aide des focalisations de stries. *Bull. Soc. géol. France*, 2, 395–402.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. a Seely, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull. (Tulsa)*, 57, 74–96.
- Prebraté z: Christie-Blick, N. a Biddle, K. T. 1985: Deformation and basin formation along strike-slip faults. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Lamont-Doherty Geological Observatory Contribution, No 3 910*, 1–34.
- Woodcock, N. H. a Fischer, M. 1986: Strike-slip duplexes. *J. struct. Geol. (Bristol)*, 8, 7, 725–735.

Main principles of fault analysis in structural geology

Investigations of active faults during the last two decades created a complex theory of fault mechanics including examples of active faulting, experimental modelling of fault zones and both physical and mathematic laws of Stress and faulting.

In a strong simplification, as e.g. assuming only ideal cases of shear faults sensu Anderson (1951) and neglecting relations between fault plane orientation and the stress with a chosen reference system or even the size of this plane, it is possible to give characteristics of main stress components which are significant for assumptions made on relations between the fault and the acting stress state. These are the normal stress perpendicular to the shear plane expressed by the strength acting normal to plane ($\tau = F/A$), the shear stress τ expressed by strength acting along the

plane ($\tau = V/A$), the plasticity strength expressed by the sum of bond strength and of product of normal stress and the tangent of the angle of internal friction.

Also the relation of fault plane orientation with the main stress components could be expressed (Fig. 2b) similarly as the motion along the fault could be physically modelled (Figs. 3, 5).

In the case of an opposite procedure, i.e. deducing the stress orientation for the existing fault planes, the fault plane markers represent an useful tool (Fig. 6). Accordingly, one could reversibly assume the orientation of single stress components. In this case the single main stress components are evaluated in statistical way for which the various regional structural arrangements appear as the regular ones.

ZO ŽIVOTA SGS

B. Leško, A. Šutora: **Príspevok komplexnej geologicko-geofyzikálnej analýzy k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti východného Slovenska** (Bratislava 7. 9. 1989)

Nové geologické a geofyzikálne poznatky pri riešení geologickej stavby prináša aj komplexná analýza ťažových a geomagnetických dát. Analýzu sme zamerali na problém vzťahu anomálnych prvkov v hĺbkovom intervale kôry od reliéfu predterciérnych komplexov po úroveň Moho-diskontinuity. Hustotné heterogenity litologických celkov sme modelovali na transkarpatských profiloch A, B, C do hustotných telies a testovali sme ich 2,5-rozmernou Talwinho úlohou na počítači ICL-PC Quattro, takže sme získali obraz o hmotnom rozložení litologicko-stratigrafických jednotiek kôry v prostredí skracovania a pohlcovania kôrových plástov dvoch segmentov.

Južný segment na profile A zasahuje smerom na S—SV po líniu Számos—Trebišov a vyznačuje sa epikontinentálnym obsahom paleozoika, ale zvlášť mezozoika (uhľonosný lias), preto ho považujeme za mimozápadokarpatský prvok. Odlišnú situáciu od profilu A znázorňuje ťažový obraz na profile B, C, pretože prezentuje južný segment ako dokonale roztrieštený a v celokôrovom profile imbrikovaný.

V severnom predpoli južných segmentov sa vyvinul vlastný kolízny aparát obdukcie, reprezentujúci odlúpnuté a ulomené kryhy pôvodného južného okraja severoeurópskeho kontinentu v nadloží so zvyškami západokarpatských geosynklinálnych prvkov z predchádzajúcich alpínskych orogénov. Spodná vrstva kôry v kolíznom aparáte smerom na juh zaniká v plášťovom substráte, ale smerom na S—SV v dôsledku vykľutia severoeurópskej platformy vytvára spolu s povrchovými jednotkami tatrika, „subtatrika“, bradlového a južných jednotiek magurského flyšového pásma severný segment skracovania kôry.

V koncovej časti profilov smerom na SV spodná časť kôry už nejaví známky po intenzívnej alpínskej aktivizácii, ale v jej nadloží a v bezprostrednom podloží flyšových príkrovov sa vyskytujú litologické komplexy s relatívne nízkymi hustotami ($D_0 = 2,40 \text{ kg.dm}^{-3}$), ktoré smerom do vnútra Karpát zasahujú líniu zmeny vektorov elektrickej vodivosti (Pěčová et al., 1979). Komplexy s nízkymi hustotami v podloží flyšových Karpát považujeme za útvary oligo- miocénnej molasy z čela karpatskej predhĺbne a zároveň za ukazovateľ vzdialenosti transportu (110—150 km) karpatských geosynklinálnych a platformných litologických celkov smerom na S v čase vrchnomiocénneho skracovania kôry. Získaný ťažový a seizmologický obraz kôry je výsledkom pôsobenia všetkých alpínskych orogénov, začínajúcich sa v jure a končiacich v pleistocéne až v kvartéri vo vertikálnych pohyboch čiastkových segmentov kôry, na základe ktorého konštatujeme, že miocénne orogénne procesy skracovania a pohlcovania kôry vytvorili z flyšových bazénov pri vonkajšom okraji Karpát mohutné príkrovy, zatiaľ čo v priestore vnútorných Karpát príkrovové štruktúry z predošlých orogénov iba dotvorili, či skôr devastovali.

Naproti tomu tieto procesy v miocéne vytvorili priaznivú geologickú konštaláciu pre vznik a akumuláciu uhľovodíkov práve tým, že do techniky dosiahnuteľných hĺbok vysunuli kôrové pláсты epikontinentálneho litologického obsahu (Čverčko et al., v tlači). Z toho pohľadu za perspektívnu oblasť považujeme pribradlovú zónu (Leško et al., 1974), ktorú tektonicky tvoria podpovrchové jednotky so sedimentmi severoeurópskej platformy (predkambrium — jura) a v jej nadloží karbonátové a pefitické tylové časti bradlového a magurského flyšového pásma, ale aj miocénne sedimenty pásma Lesné—Vranov—Zámuto, uložené na južných svahoch platformného vykľutia.