Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Aplikovaná geologie

Mgr. Matěj Petružálek

Charakterizace procesu porušování migmatitu prostřednictvím ultrazvukových metod
Characterization of migmatite fracturing using ultrasonic methods

Dizertační práce

školitel: Doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

konzultant: Ing. Tomáš Lokajíček, CSc.

Praha, 2015

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 29.05.2015

Podpis

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval Doc. RNDr. Janu Vilhemovi, CSc. a Ing. Tomáši Lokajíčkovi, CSc. za odbornou pomoc a vedení v průběhu doktorského studia. Dále bych rád poděkoval kolegům Tomáši Svitekovi a Martině Tejnecké Englmaierové (GLÚ AVČR, v.v.i.) za podnětné připomínky a trpělivost. Za pomoc s realizací experimentů děkuji technickému personálu Laboratoře fyzikálních vlastností hornin, GLÚ AVČR, v.v.i: Vlastimilu Fillerovi, Julii Erdingerové, Vlastimilu Nemejovskému, Zdeňku Erdingrovi a Miroslavu Grussmanovi. Na závěr bych rád poděkoval své rodině, zejména rodičům a strýčku Zdendovi za morální podporu a inspiraci v průběhu celého studia. Vznik této práce byl umožněn díky podpoře výzkumného záměru Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze (MSM0021620855), výzkumného záměru Geologického ústavu AVČR, v.v.i. (AV0Z30130516, RVO67985831) a grantového projektu GAUK č. 47007.

Obsah

Obsah iv
Seznam obrázků vi
Seznam tabulek viii
Seznam příloh ix
Seznam použitých zkratek a označení veličin x
Abstrakt 12
Abstract 13
1. Charakteristika práce 14
1.1 Téma a cíle práce 14
1.2 Struktura práce 15
2. Úvod 17
2.1 Proces porušování 17
2.2 Horninový materiál 20
2.3 Experimentální uspořádání 23
2.4 Zpracování dat AE a UP 26
3. Přehled dosažených výsledků 30
3.1 Publikace 1: Determination of P–wave arrival time of acoustic events 30
3.2 Publikace 2: Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid 32
3.3 Publikace 3: Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network 35
3.4 Publikace 4: Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding 38
4. Výsledky a diskuze 42
4.1 Metodické výsledky 42
4.1.1 Automatické odečty času příchodu prvního nasazení 42
4.1.2 Rychlostní elipsoid 44
4.1.3 Počátek mikroporušování 45
4.2 Proces porušování migmatitu 46
4.2.1 Mechanické vlastnosti a makroporušování 47
4.2.2 Mikroporušování - subhorizontální foliace 48
4.2.3 Mikroporušování - šikmá foliace 49
4.2.4 Mikroporušování - subvertikální foliace 49

5. Závěry 50
6. Seznam citované literatury 52
7. Přílohy 60

Seznam obrázků

Obr. 1 Napěťo-deformační diagram znázorňující jednotlivé etapy mikroporušování (převzato z Cai et al., 2004) 18

Obr. 2 Textura migmatitu, a) fotografie celého výbrusu, b) detail výbrusu, rovnoběžné nikoly c) detail výbrusu, zkřížené nikoly 21

Obr. 3 a) směrová závislost rychlostí P vln při atmosférickém tlaku, b) směrová závislost rychlostí P vln při tlaku 200 MPa, c) rychlostní rozdíl mezi tlaky 200 a 0 MPa 22

Obr. 4 Orientace foliace migmatitu na vzorcích pro jednoosé zatěžovací zkoušky 23

Obr. 5 a) Lis MTS s kalibračním duralovým vzorkem osazeným snímači Fuji; b) vzorek migmatitu v čelistech lisu MTS osazený čidly pro měření relativních deformací a piezokeramickými snímači WD pro UP a AE; 16 kanálová registrační aparatura Vallen AMSY 5, na monitoru jsou registrované vlnové obrazy AE 24

Obr. 6 a) fotografie snímačů, vlevo Fuji AE204A (Fuji, JPN), vpravo WD (PAC, USA); b) fotografie zesilovače AEP3 (Vallen-Systeme GmbH, Germany) 24

Obr. 7 a) schéma měřící sítě osmi WD snímačů pro registraci AE a UP; b) schéma měřící sítě čtrnácti snímačů Fuji, c) směrové pokrytí sítě s osmi snímači; d) směrové pokrytí sítě se čtrnácti snímači; 25

Obr. 8 Ukázka pracovní plochy autorského programu pick_loc 27

Obr. 9 Typy zdrojů jevů AE (převzato ze Stanchits et al., 2008) 29

Obr. 10 Histogramy a kumulativní křivky chyb odečtů průměrovaných v rámci jednoho jevu, plná čára SVI picker, čárkovaná čára MOM picker, převzato ze Svitek et al., 2010 32

Obr. 11 Změny orientace os rychlostního elipsoidu, stereografická projekce na spodní polokouli; a) vzorek s horizontální foliací, b) vzorek s vertikální foliací; c) vzorek se sklonem foliace 47°; v_{MAX} - červená barva, v_{MIN} - modrá barva, v_{MEAX} - zelená barva; rovina foliace - čárkovaná oranžová čára; 34

Obr. 12 Ukázka změn velikosti a orientace rychlostní anizotropie; a, b, c - vzorek I; d, e, f – vzorek II s predisponovanou plochou porušení, v_{MAX}, v_{MIN}, v_{MEAN} - velikosti poloos rychlostního elipsoidu, k – koeficient anizotropie, α – úhel mezi směrem v_{MIN} a směrem zatěžování, RMS – chyba aproximace rychlostním elipsoidem (převzato z Petružálek et al., 2013a) 37

Obr. 13 Fotografie porušených vzorků a makroporušení mapované pomocí lokalizace jevů AE (převzato z Petružálek et al., 2015a) 39

Obr. 14 Schémata porušování v závislosti na orientaci směru zatěžování a hlavního systému mikrotrhlin. a) extenzní režim, b) smyk, c) rotace bloků, d) skluz, e) způsob porušování v závislosti na sklonu systému trhlin I (osa y) a provázanosti systému II (osa x). Převzato ze Singh et al., 2002. 40

Obr. 15 Chyba odečtu průměrovaná v rámci každého jevu AE pro čtyři testované pickery .. 43

Obr. 16 Porovnání rychlostních modelů pro lokalizaci jevů AE, převzato z Petružálek et al., 2013a 45

Obr. 17 Ukázka grafů amplitud prvního nasazení UP pro určení σ_{CI}; a) vzorek se subhorizontální foliací, prozařování ve směru sklonu plochy porušení (σ_{CI} = 45 % PS); b) vzorek se subvertikální foliací, prozařování ve směru sklonu plochy porušení (σ_{CI} = 35 % PS), modrá čára – amplitudy prvního nasazení; červená čára – měřené rychlosti podélných vln, černá čára – kumulativní četnost jevů AE 46

Obr. 18 Typy zdrojů jevů AE, tenzní – modrá čára, smykové – zelená čára, kompresní – červená čára; a) vzorek se subhorizontální foliací, b) vzorek se subvertikální foliací, c) vzorek se sklonem foliace 47°, d) vzorek se sklonem foliace 67° 46

Seznam tabulek

Tab. 1 Přehled vybraných fyzikálních vlastností migmatitu (převzato z Vydra et al, 1997) 21

Tab. 2 Mechanické vlastnosti testovaných migmatitových vzorků. Φ – sklon foliace, E – deformační Youngův modul, σ_p – vrcholová pevnost v prostém tlaku (PS), σ_{ci} – počátek mikroporušování v MPa a v procentech PS, σ_{cd} – počátek nestabilního mikroporušování v MPa a v procentech PS, σ_n – napětí při nukleaci plochy porušení v MPa a v procentech PS, n – počet detekovaných jevů AE. 39

Seznam příloh

Příloha 1 prohlášení spoluautorů upřesňující autorský podíl na jednotlivých publikacích

Příloha 2 Svitek, T., Rudajev, V., & **Petružalek, M.** (2010). Determination of P–wave arrival time of acoustic events. *Acta Montan. Slov.*, 15(2), 145–151.

Příloha 3 **Petružálek, M.**, Vilhelm, J., Lokajíček, T., & Rudajev, V. (2007). Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid. *Acta Geodynam. Geomater*, 147, 23-31.

Příloha 4 **Petružálek, M.**, Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013a). Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci., 60*, 208–216.

Příloha 5 **Petružálek, M.**, Lokajíček, T., & Svitek, T. (2015a). Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci.*, v recenzním řízení.

Seznam použitých zkratek a označení veličin

AE	akustické emise, acoustic emission
UP	ultrazvukové prozařování
US	ultrasonic sounding
ISRM	International Society for Rock Mechanics
ASTM	American Society for Testing and Materials
STA	průměr krátkého okna (short-term average)
LTA	průměr dluhého okna (long-term average)

σ_{CC}	napětí, kdy jsou již mikrotrhliny uzavřené
σ_{CI}	napětí, kdy začíná mikroporušování
σ_{CD}	napětí, kdy začíná nestabilní mikroporušování
σ_C, PS	vrcholová pevnost
v_{dif}	rozdíl rychlostí podélných vln naměřených při tlaku 200 MPa a 0 MPa
t_i^m	odečtené časy příchodu podélné vlny, $i = 1..n$, kde n je počet snímačů
t_{ij}^c	vypočtené časy průchodu podélné vlny mezi objemovými elementy gridu a snímači, $i = 1..n$, kde n je počet snímačů, $j = 1..m$, kde m je počet objemových elementů gridu
Δt_i^m	časová rezidua odečtených časů příchodu, $i = 1..n$, kde n je počet snímačů
Δt_{ij}^c	časová rezidua vypočtených časů průchodu mezi objemovými elementy gridu a snímači, $i = 1..n$, kde n je počet snímačů, $j = 1..m$, kde m je počet objemových elementů gridu
e_j	suma absolutních hodnot rozdílů mezi odečtenými a vypočtenými časovými rezidui, $j = 1..m$, kde m je počet objemových elementů gridu

E	minimum sumy reziduí
pol	průměrná polarita prvního nasazení
a_{ij}	parametry rychlostního elipsoidu v obecné orientaci
v_{MAX}	maximální rychlost (největší poloosa rychlostního elipsoidu)
v_{MIN}	minimální rychlost (nejmenší poloosa rychlostního elipsoidu)
v_{MEAN}	poloosa rychlostního elipsoidu kolmá k rovině v_{MIN} a v_{MAX}
k	koeficient anizotropie rychlosti podélných vln

Abstrakt

Tématem předkládané práce je studium procesu porušování migmatitu, který patří mezi krystalinické nízko-porozitní anizotropní horniny. Migmatit pochází z lokality Skalka a jako vhodný horninový materiál byl vybrán, zejména s ohledem na jeho makroskopicky viditelnou plošně paralelní strukturu – foliaci. Proces porušování byl studován prostřednictvím jednoosých zatěžovacích zkoušek prováděných na válcových vzorcích migmatitu se sklonem foliace 13° (subhorizontální), 47°, 67° a 81° (subvertikální). V průběhu zatěžovacích zkoušek bylo, pomocí sítě osmi piezokeramických snímačů, prováděno ultrazvukové prozařování (UP) a monitorována akustická emise (AE). Realizovaná studie procesu porušování se opírá zejména o intepretaci měření dvou uvedených ultrazvukových metod.

Součástí práce bylo také vytvoření programového vybavení včetně vývoje a testování metod umožňujících zpracování a interpretaci měřených dat UP a AE. Metodická část práce zahrnuje: vytvoření a testování algoritmů pro odečet času příchodu podélných vln; stanovení anizotropního rychlostního modelu jak pro popis změn velikosti a orientace anizotropie v průběhu zatěžování, tak i pro lokalizaci jevů akustické emise; stanovení počátku mikroporušování pomocí intepretace amplitud prvního nasazení UP.

Intepretací dat UP a AE byl zjištěný odlišný způsob mikro i makro porušování v závislosti na orientaci foliace migmatitu vzhledem ke směru zatěžování. Dominance tenzního mikroporušování v kombinaci se smykem a skluzem vedla k vytvoření jedné smykové plochy napříč foliací u vzorků se subhorizontální foliací. Smyk a skluz byly mechanismy, které vedly ke vzniku smykových ploch paralelních se strukturou migmatitu u vzorků se šikmou foliací. S nárůstem sklonu foliace narůstá podíl skluzové nad smykovou deformací. Vlivem přítomnosti optimálně orientovaného primárního systému mikrotrhlin vedla kombinace tenzních a smykových jevů AE k vytvoření extenzních makrotrhlin v rovině foliace u vzorků se subvertikální foliací.

Abstract

Submitted PHD thesis is focused on fracturing process of migmatite, which is a low porosity anisotropic rock. Migmatite, from a locality Skalka, was chosen as a suitable experimental material, namely due to its macroscopically visible, plane-parallel structure (foliation). The fracturing was studied by means of uniaxial loading experiments on cylindrical samples with different dip of migmatite foliation: 13° (subhorizontal), 81° (subvertical) and oblique (47° and 67°). The net of eight piezoceramic transducers was employed for ultrasonic sounding (US) measurement and acoustic emission (AE) monitoring during the loading experiments. Realized study of migmatite fracturing is based on the interpretation of both mentioned ultrasonic methods.

Part of this work was a software development, including its testing for processing and interpretation of measured AE and US data. Methodical part of the thesis consists of: development and testing of algorithms for automatic P wave arrival detection; introduction of anisotropic velocity model to describe magnitude and orientation of velocity anisotropy, as well as to localize AE events in anisotropic velocity field; determination of crack initiation stress using first arrival amplitude of US.

Based on the interpretation of AE and US data, there was found a different way of micro and macro fracturing, in dependence of mutual orientation between migmatite foliation and loading axis. The dominance of tension microcracking, in combination with sliding and shearing in foliation plane, lead to a formation of single shear plane and subsequent failure of samples with subhorizontal foliation. In case of samples with oblique foliation, shearing and sliding mechanism played main role in their failure along the foliation. Due to the favourable orientation of primary microcrack system (parallel with loading axis), the combination of tension and shear microcracking lead to a formation of extension macrocracks in foliation plane of sample with subvertical foliation.

1. Charakteristika práce

1.1 Téma a cíle práce

Náplní předkládané dizertační práce je laboratorní studium anizotropie procesu porušování migmatitových vzorků prostřednictvím ultrazvukového prozařování (UP) a akustické emise (AE). Testovaný migmatit představuje anizotropní nízkoporozitní horninu s usměrněným systémem primárních mikrotrhlin. Práce je založená na intepretaci jednoosých zatěžovacích experimentů provedených na vzorcích s různou orientací foliace migmatitu vzhledem k ose zatěžování. Součástí práce je rovněž návrh nových postupů včetně vývoje a testování programového vybavení pro zpracování, vyhodnocení a intepretaci naměřených dat akustické emise a ultrazvukového prozařování.

Vznik dizertační práce byl umožněn díky podpoře několika výzkumných záměrů a grantových projektů:

MSM0021620855 - výzkumný záměr Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze

AV0Z30130516, RVO67985831 - výzkumné záměry Geologického ústavu AVČR, v.v.i.

GAUK č. 47007 - Laboratorní studium závislosti porušování hornin na jejich struktuře v podmínkách řízené napjatosti a deformace (řešitel Mgr. Matěj Petružálek)

Cíle práce:

- Vytvoření programového vybavení pro zpracování, vyhodnocení a intepretaci naměřených dat UP a AE
- Stanovení anizotropie mechanických vlastností testovaného migmatitu v závislosti na vzájemné orientaci působícího jednoosého napětí a foliace migmatitu
- Stanovení změn velikosti a orientace rychlostní anizotropie a útlumu podélných ultrazvukových vln a jejich vztahu k procesu porušování testovaných anizotropních vzorků
- Stanovení napětí při počátku mikroporušování (σ_{CI}, crack initiation) a napětí při počátku nestabilního mikroporušování (σ_{CD}, crack damage) prostřednictvím metod AE a UP

- Souhrnná intepretace dat AE (aktivita AE, lokalizace a shlukování AE, typy zdrojů AE) a UP (rychlost šíření a útlum ultrazvukových podélných vln) charakterizující anizotropii procesu porušování migmatitu

1.2 Struktura práce

Doktorská dizertační práce je tvořená třemi hlavními částmi. V první části je obsažen úvod do studované problematiky, a to jak z hlediska zpracování dat UP a AE, tak i z pohledu charakterizace procesu porušování nízkoporozitních hornin. Součástí úvodu je také popis horninového materiálu, experimentálního uspořádání a zpracování dat UP a AE. Nosnou část práce tvoří čtyři publikace v časopisech s impakt faktorem, jejichž výsledky jsou shrnuty v kapitole 3 a v publikované podobě jsou uvedeny v kapitole 6. Třetí část práce shrnuje a diskutuje dosažené výsledky.

Hlavní část práce je tvořena následujícími publikacemi:

1. Svitek, T., Rudajev, V., & **Petružalek, M.** (2010). Determination of P–wave arrival time of acoustic events. *Acta Montan. Slov.*, 15(2), 145–151. (počet citací na WOS: 3)
2. **Petružálek, M.**, Vilhelm, J., Lokajíček, T., & Rudajev, V. (2007). Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid. *Acta Geodynam. Geomater*, 147, 23-31. (počet citací na WOS: 5)
3. **Petružálek, M.**, Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013a). Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci., 60,* 208–216. (počet citací na WOS: 4)
4. **Petružálek, M.**, Lokajíček, T., & Svitek, T. (2015a). Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci.,* v recenzním řízení.

První publikace vychází z potřeby přesné lokalizace času příchodu ultrazvukových vln pro zpracování dat UP a AE a navazuje na diplomovou práci Tomáše Sviteka (Svitek, 2008).

Druhá publikace pojednává o zpracování dat UP do formy rychlostního elipsoidu a dokumentuje takto charakterizované změny orientace a velikosti rychlostní anizotropie podélných vln v závislosti na orientaci foliace migmatitu v průběhu jednoosých zatěžovacích zkoušek.

Ve třetí publikaci je rychlostní elipsoid testován ve dvou odlišných konfiguracích snímačů a zároveň je navržen jako vhodný rychlostní model pro lokalizaci jevů AE v anizotropním prostředí.

Čtvrtá publikace charakterizuje prostřednictvím ultrazvukových metod proces porušování anizotropního migmatitu v závislosti na vzájemné orientaci působícího jednoosého napětí a foliace testovaných migmatitových vzorků.

2. Úvod

Úvodní část disertační práce přibližuje dosavadní prozkoumanost procesu porušování krystalinických hornin s nízkou porozitou a použití ultrazvukových metod (AE a UP) pro zkoumání vlastností hornin v laboratorních podmínkách. Zároveň je do této kapitoly zařazen popis migmatitu jako použitého horninového materiálu a experimentů, na nichž jsou založené články, které tvoří nosnou část disertační práce.

2.1 Proces porušování

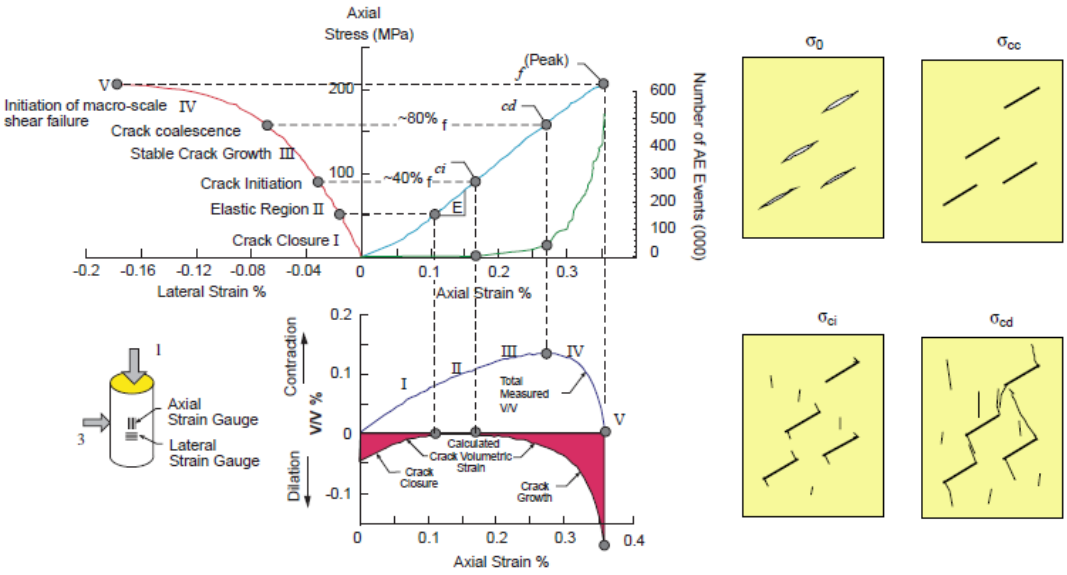
Tato práce se zabývá procesem porušování migmatitu, který je možné zařadit mezi anizotropní nízkoporozitní krystalinické horniny. Nízkoporozitní krystalinické horniny jsou horniny s pórovitostí do prvních jednotek procent, přičemž se jedná většinou o horniny magmatické (např. granit) a metamorfované (např. rula). Podstatnou část pórového prostoru těchto hornin tvoří mikrotrhliny (Todd, 1973; Walsh & Brace, 1984). Proces porušování u tohoto typu hornin je křehký proces. Vznik, šíření a vzájemná interakce mikrotrhlin vede k porušení testovaného vzorku (Lockner, 1993; Thompson et al., 2006).

Laboratorní studium procesu porušování vychází z interpretace měření relativních deformací (osová, radiální a objemová) v průběhu zatěžovacích zkoušek, zejména v kompresním režimu za jednoosé a trojosé napjatosti. Jednoosá napjatost je charakteristická pro zkoušku v prostém tlaku, kdy na testovaný vzorek nepůsobí plášťový tlak a zvyšující se axiální napětí vede k porušení vzorku. Trojosou napjatostí je zde míněna triaxiální zkouška (v tzv. nepravém triaxiálu), kdy za působení konstantního plášťového tlaku dochází vlivem zvyšujícího se osového napětí k porušení vzorku. Doporučené postupy při provádění těchto zkoušek jsou uvedeny v ISRM suggested methods (ISRM, 2007) a Standard, ASTM. D7012–10 (2010).

Na základě prací Brace et al., (1966) a Bieniawski, (1967), je možné napěťo-deformační chování zatěžovaného izotropního vzorku rozdělit na čtyři charakteristické etapy: zavírání mikrotrhlin, elastický region, oblast stabilního mikroporušování a oblast nestabilního mikroporušování (obr. 1).

Pokud má vzorek mikrotrhliny s vhodnou orientací ke směru osového zatěžování (ideálně kolmé), dochází v první fázi zatěžování k uzavírání těchto mikrotrhlin (Batzle et al., 1980). Pro zavírání mikrotrhlin je charakteristické zpomalování osové deformace s narůstajícím osovým napětím. Po překročení σ_{CC} (σ_{CC} – napětí, kdy jsou již vhodně

orientované mikrotrhliny uzavřené) narůstá s axiálním napětím jak osová, tak i radiální deformace lineárně až do dosažení napětí σ_{CI} (σ_{CI} – počátek mikroporušování). V tomto napěťovém intervalu, kdy je chování horniny elastické, by měly být stanovovány statické elastické konstanty popisující deformační chování testované horniny. V napěťovém intervalu σ_{CI} - σ_{CD} (σ_{CD} – počátek nestabilního porušování) dochází ke stabilnímu mikroporušování, což znamená, že k nárůstu mikroporušení dochází pouze se zvyšujícím se osovým napětím. Pro tento interval je charakteristický zrychlený nelineární nárůst radiální deformace, způsobený přednostní orientací vznikajících mikrotrhlin, které jsou paralelní s axiálním napětím. Po překročení σ_{CD}, pro který je charakteristický počátek nárůstu objemové deformace (dilatance), dochází k nárůstu mikroporušení i bez zvyšování osového napětí (nestabilní porušování). Vlivem interakce již existujících mikrotrhlin dochází k dalšímu nárůstu hustoty mikrotrhlin, lokálnímu poklesu pevnosti v takto oslabených oblastech a nukleaci ploch konečného porušení, které vedou po dosažení vrcholové pevnosti ($\sigma_{C,}$ PS) k porušení vzorku.



Obr. 1 Napěťo-deformační diagram znázorňující jednotlivé etapy mikroporušování (převzato z Cai et al., 2004)

Výše popsaná interpretace chování relativních deformací vzhledem k procesu porušování (např. Brace et al., 1966; Bieniawski, 1967; Martin & Chandler, 1994), byla ověřena mikroskopickým pozorováním mikrotrhlin, vznikajících v odlišných etapách napěťo-deformačního diagramu (Tapponnier & Brace, 1976; Kranz, 1979; Wong, 1982; Moore & Lockner, 1995).

Akustická emise představuje elastické vlnění vznikající v důsledku náhlého lokalizovaného uvolnění deformační energie uvnitř napjatého materiálu. Křehké mikroporušování,

ke kterému dochází v místě překročení lokální pevnosti, generuje akustickou emisi (Lockner, 1993). Mikroporušení také ovlivňuje rychlosti šíření a útlum elastických vln (Siegesmund et al., 1991; Kern et al., 1997; Stanchits et al., 2003). Proto je možné využít metody AE a UP pro monitorování procesu porušování (Lockner et al., 1977; Rao & Kusunose, 1993).

Po překročení σ_{CI} dochází k nárůstu aktivity AE (Eberhardt et al., 1998), který je až do dosažení σ_{CD} mírný a téměř lineární vzhledem k narůstajícímu osovému napětí. V tomto intervalu dominují tenzní typy jevů AE, jejichž hypocentra jsou rozprostřena v celém objemu namáhaného vzorku (Stanchits et al., 2006). V důsledku vzniku extenzních mikrotrhlin, paralelních se směrem zatěžování, dochází v horizontální rovině k poklesu rychlostí seismických vln, nárůstu útlumu a štěpení příčných vln (Stanchits et al., 2006). Počátek nestabilního porušování se projevuje prudkým exponenciálním nárůstem aktivity AE (Eberhardt et al., 1999), hypocentra AE se počínají shlukovat v omezeném objemu a tenzní typ mikroporušování přechází do smykového (Lei et al., 2000). Vlivem interakce tenzních a smykových mikrotrhlin dochází k dalšímu nárůstu mikroporušení, které vede k nukleaci smykové plochy a následnému konečnému porušení vzorku. V průběhu nestabilního mikroporušování dochází k velkému poklesu rychlostí v horizontální rovině (Yukutake, 1989; Rao & Kusunose, 1993), který je doprovázen nárůstem útlumu seismických vln.

Výše popsaný způsob porušování se týká homogenních izotropních vzorků. Na průběh procesu porušování má také vliv velikost zrn (Lei et al., 1992; Eberhardt et al., 1999), přítomnost predisponovaných ploch (Lei et al., 2004; Petružálek et al., 2013a) a režim zatěžování (Masuda et al., 1987; Zang et al., 2013).

Metody pro stanovení σ_{CI} a σ_{CD} vycházejí z interpretace relativní příčné nebo objemové deformace nebo aktivity AE (Eberhardt et al., 1998; Nicksiar & Martin, 2012; Zhao et al., 2015). Při zkouškách v prostém tlaku odpovídá napětí při počátku mikroporušování σ_{CI} = 30-50 % σ_C (Brace et al., 1966, Bieniawski, 1967, Cai et al., 2004; Nicksiar & Martin, 2012; Xue et al., 2014). Počátek nestabilního mikroporušování σ_{CD}, který představuje počátek dilatance, odpovídá napětí při 70-80 % vrcholové pevnosti (Martin & Chandler, 1994; Cai et al., 2004; Xue et al., 2014).

Přestože proces porušování izotropních hornin je relativně dobře popsán, existuje v současné době pouze několik prací, které nabízejí náhled do procesu porušování nízkoporozitních anizotropních hornin. Shea & Kronenbreg (1993) analyzovali vliv slíd, zejména jejich koncentraci a preferenční orientaci, na způsob porušování anizotropních hornin v podmínkách

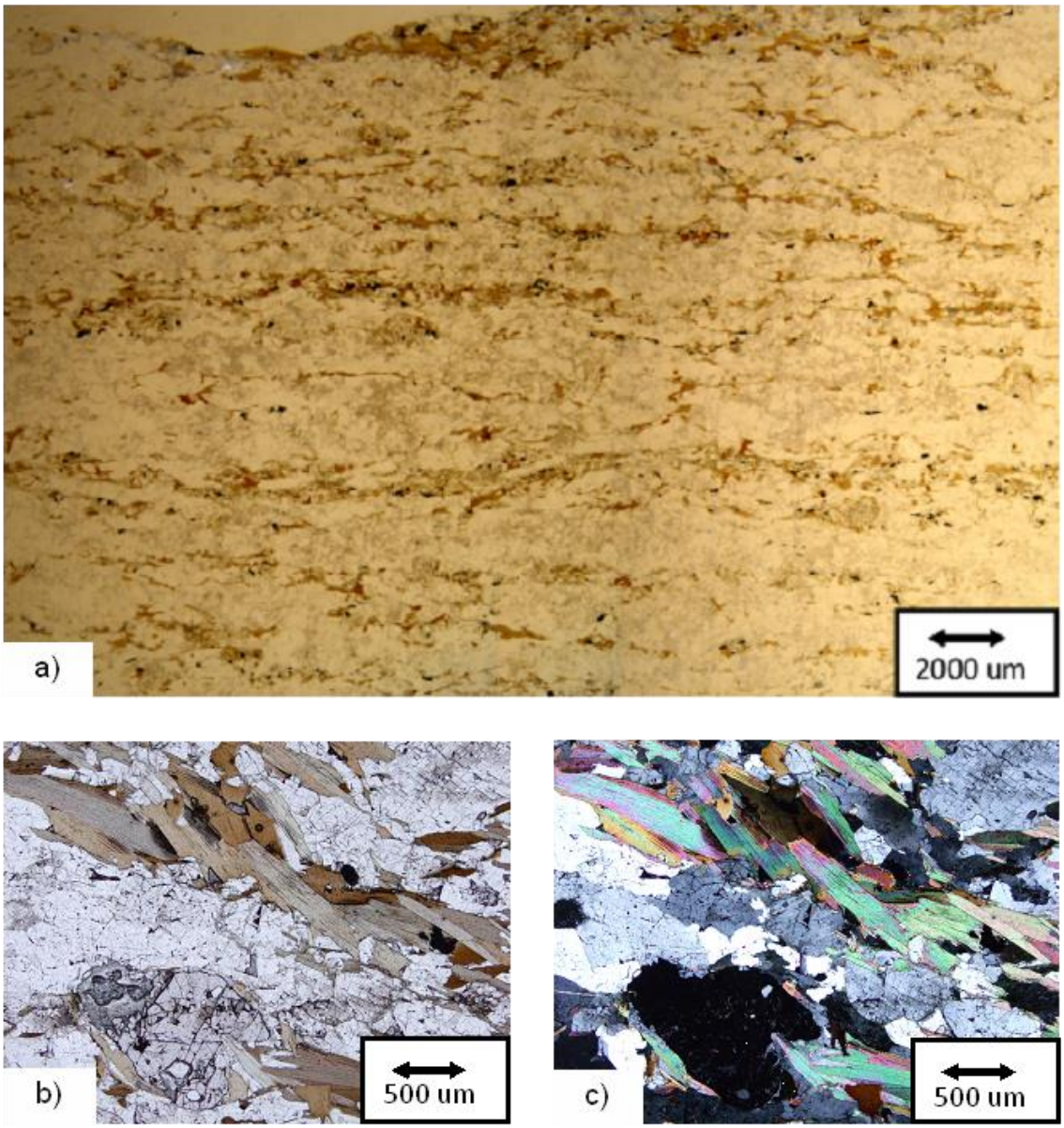
trojosé napjatosti. Rawling et al. (2002), udává, že charakter mikroporušování je nejvíce ovlivněn vzájemnou orientací mezi nejméně pevným horninotvorným minerálem a směrem maximální komprese. Kwasniewski (2007) popsal proces dilatance na anizotropním svoru v podmínkách pravé trojosé napjatosti. V práci Hakaly et al. (2007) je prezentován přístup ke stanovení a detailní studie anizotropie mechanických vlastností migmatitické ruly.

Tato práce představuje laboratorní studii procesu porušování anizotropního migmatitu. Realizace výzkumu spočívá zejména v interpretaci měření UP a AE provedených na jednoose zatěžovaných vzorcích migmatitu s různou orientací jeho struktury vzhledem k ose zatěžování.

2.2 Horninový materiál

Tématem této práce je vliv horninové struktury, zejména foliace, na proces porušování hornin s nízkou porozitou. Jako vhodný materiál byl vybrán migmatit z lokality Skalka na Českomoravské vrchovině, která je uvažovaná jako potenciální lokalita pro vybudování přechodného uložiště radioaktivního odpadu (Gurpinar & Serva, 1995; Blaheta et al., 2007). Lokalita Skalka se nachází u obce Střítež, 5 km jihovýchodně od Dolní Rožínky v okrese Žďár nad Sázavou. Svou geologickou pozicí náleží k východní části strážeckého moldanubika (Chlupáč, I. & Štorch, P., 1992). Stratigraficky je zde zastoupena pestrá skupina, hlavní horninové typy na lokalitě jsou biotitické ruly, ortoruly a migmatity. Uvedené horniny se vyznačují výraznou foliací, která má generelní směr SSV-JJZ s úklonem 50-60° k západu (Vydra et al., 1997). Z průzkumného tunelu, bylo odebráno několik horninových bloků, které nebyly orientovány vzhledem ke světovým stranám. Ty, které neobsahovaly viditelné makrotrhliny, byly použité na laboratorní zatěžovací experimenty.

Migmatit má makroskopicky viditelnou plošně paralelní strukturu (foliaci), která je tvořena střídáním tmavých a světlých pásků (obr. 2). S pomocí profesora Martince (ÚGN AVČR) a doktora Nováka (GLÚ AVČR) byla provedena mikroskopická analýza migmatitových výbrusů. Světlé pásky jsou složeny z plagioklasu, K-živce a křemene. Tmavé pásky tvoří převážně biotit s aktinolitickým amfibolem. Velikost zrn nebo jejich agregátů nepřesahuje 2 mm. V rovině foliace byla nalezena lineace způsobená usměrněním agregátů biotitu a amfibolitu. Větší mikrotrhliny jsou na hranicích křemene a plagioklasů, menší potom na hranicích se slídovými zrny. Dvojčatění plagioklasu je paralelní s orientací biotitu. Rovina foliace v kombinaci s lineací v této foliaci by měla odpovídat ortorombické symetrii (elipsoidální anizotropii) horninové matrice.



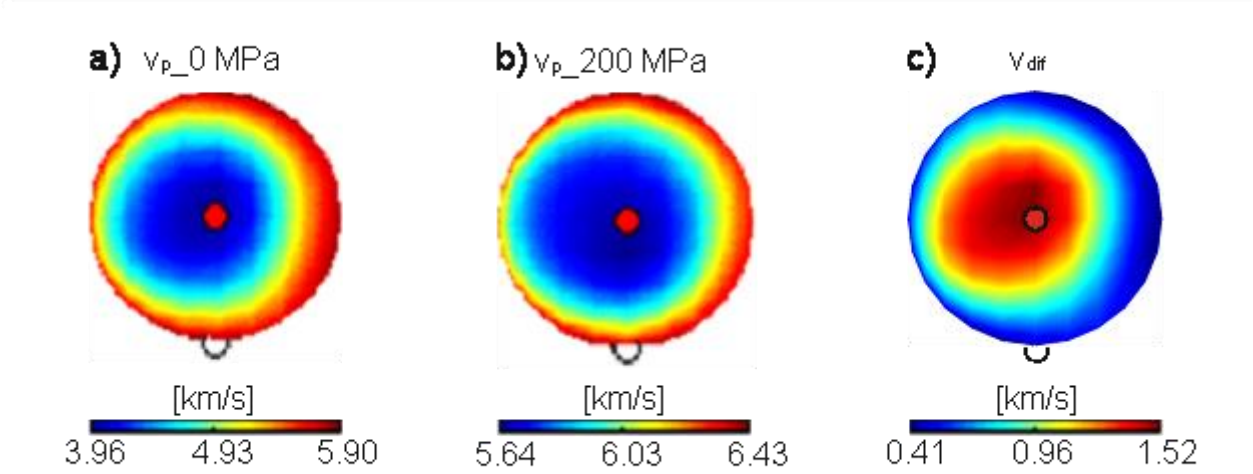
Obr. 2 Textura migmatitu, a) fotografie celého výbrusu, b) detail výbrusu, rovnoběžné nikoly c) detail výbrusu, zkřížené nikoly

Přehled vybraných fyzikálních vlastností migmatitu je uveden v tabulce 1. Hodnoty uvedené v této tabulce byly převzaty ze závěrečné zprávy o laboratorních a polních zkouškách na lokalitě Skalka (Vydra et al, 1997), kde je migmatit testovaný v této práci označen jako P65.

Tab. 1 Přehled vybraných fyzikálních vlastností migmatitu (převzato z Vydra et al, 1997)

měrná hmotnost	objemová hmotnost	pórovitost	koeficient filtrace	pevnost v prostém tlaku
[g/cm^3]	[g/cm^3]	[%]	[m/s]	[MPa]
2.766	2.745	1.23	$3.1*10^{-12}$	103.4

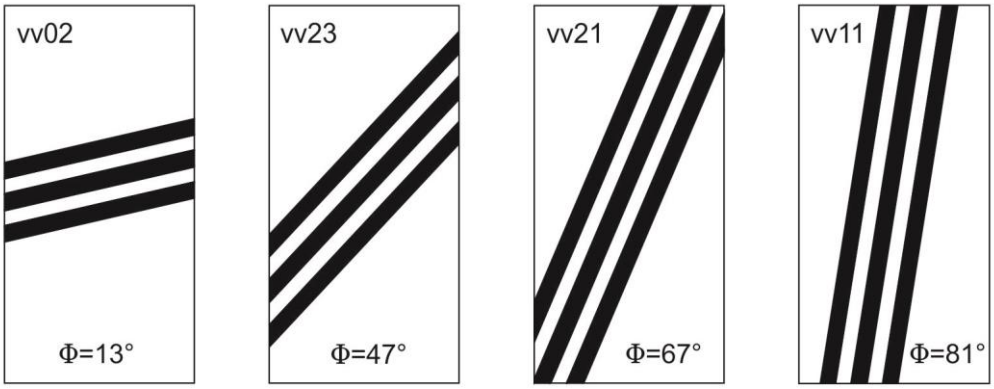
Detailní ultrazvukové prozařování na kulových vzorcích za hydrostatického tlaku (Pros & Babuška, 1968; Klíma, 1973) až do 200 MPa bylo použito pro stanovení orientace horninové matrice (bez mikrotrhlin) a převládající orientace mikrotrhlin (Pros et al., 1998). Naměřené rychlosti při tlaku 200 MPa, kdy jsou již mikrotrhliny uzavřené (obr. 3b), odráží usměrnění minerálů v horninové matrici (Přikryl et al., 2007). Červený pás vysokých rychlostí byl naměřen v rovině foliace. Ve směru normály k foliaci jsou rychlosti minimální. Maximum rychlostí v rovině foliace odpovídá směru lineace ve foliaci migmatitu. Rozdíl v_{dif} mezi rychlostmi naměřenými při 200 MPa a za atmosférického tlaku (obr. 3c) vypovídá především o míře mikroporušení a jeho případné přednostní orientaci. Velký rozdíl mezi maximální a minimální hodnotou v_{dif} vypovídá o významné míře usměrnění mikrotrhlin. Maximální hodnota v_{dif} je ve směru normály k dominantnímu systému mikrotrhlin, který je v tomto případě orientován paralelně s foliací.



Obr. 3 a) směrová závislost rychlostí P vln při atmosférickém tlaku, b) směrová závislost rychlostí P vln při tlaku 200 MPa, c) rychlostní rozdíl mezi tlaky 200 a 0 MPa

Z ultrazvukového prozařování kulových vzorků vyplývá, že horninová matrice migmatitu (kombinace foliace a lineace v rovině foliace) způsobuje ortorombickou symetrii (elipsoidální anizotropie) podélných elastických vln. Systém mikrotrhlin paralelních s foliací zvyšuje velikost elipsoidální anizotropie dané horninovou matricí.

Z odebraných migmatitových bloků byly odvrtány válcové vzorky s průměrem 50 mm a výškou 100 mm. Sklon foliace vzhledem k horizontální rovině byl 13°, 47°, 67° a 81° (obr. 4). V různých místech této práce i přílohových článcích jsou zmíněny vzorky s horizontální případně subhorizontální foliací a vzorky s vertikální případně subvertikální foliací, jejich skutečný sklon foliace je 13° respektive 81°.

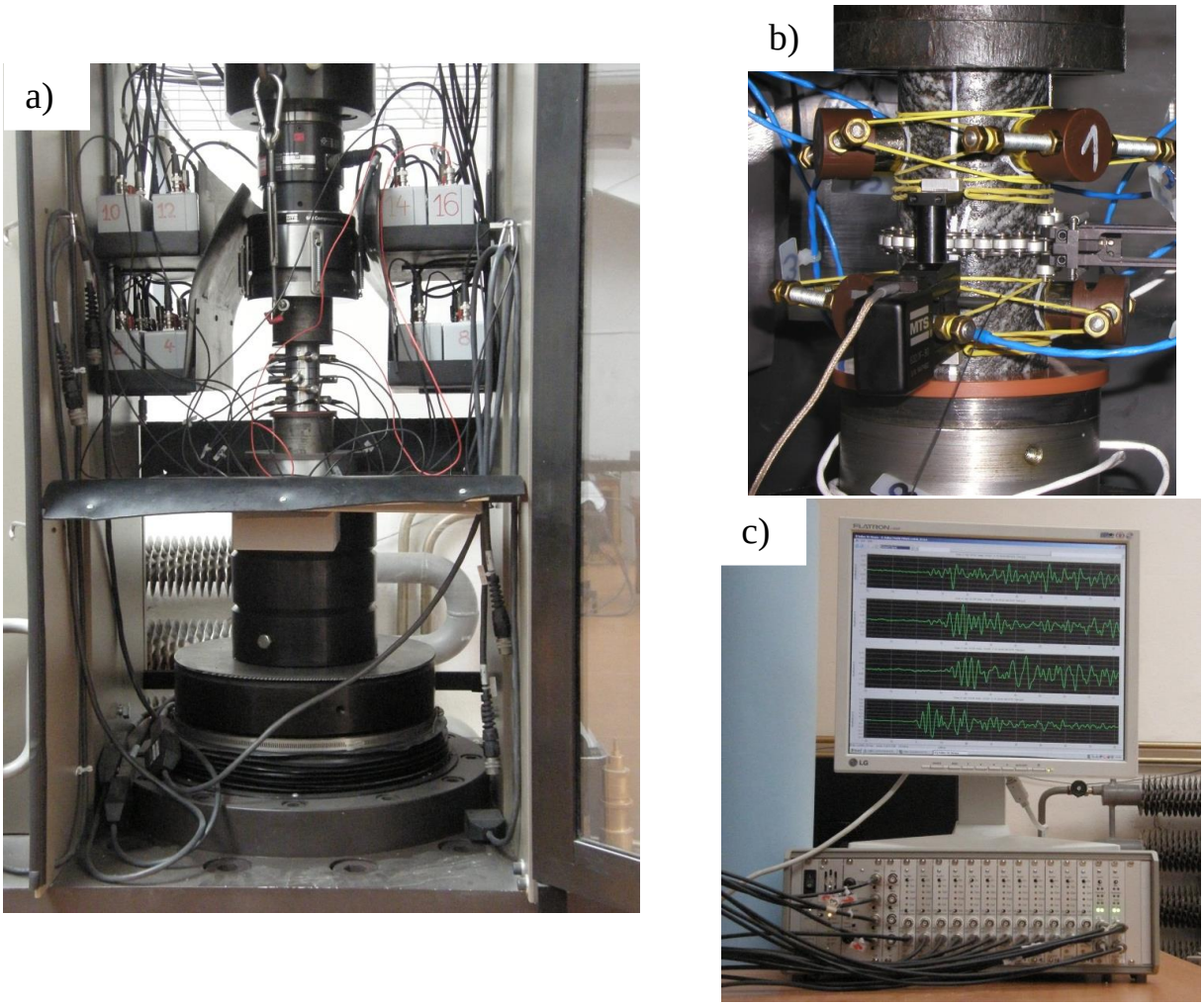


Obr. 4 Orientace foliace migmatitu na vzorcích pro jednoosé zatěžovací zkoušky

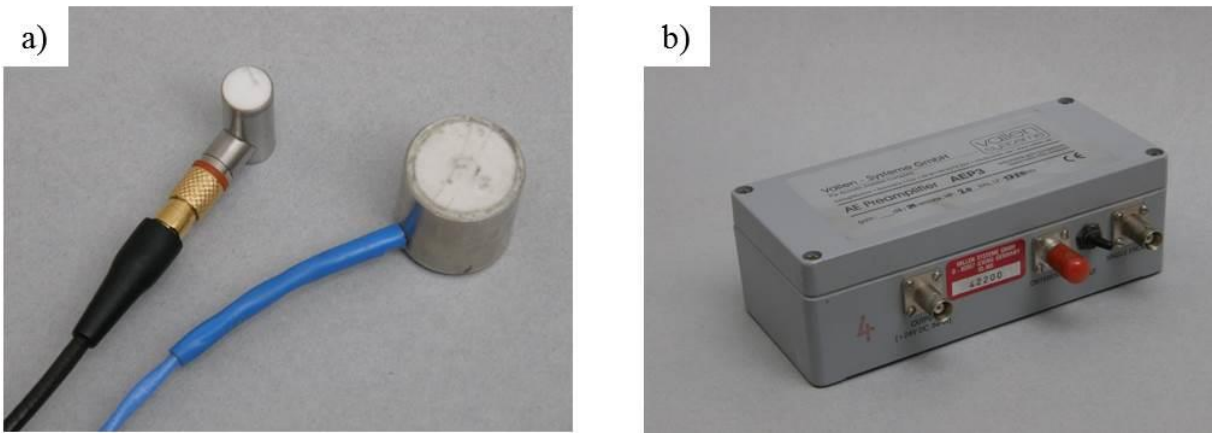
2.3 Experimentální uspořádání

V této práci byl proces porušování zkoumán pomocí jednoosých zatěžovacích experimentů na válcových vzorcích migmatitu s různým sklonem foliace. Horninové vzorky byly zatěžovány buď konstantním přírůstkem síly, nebo konstantním přírůstkem deformace tak, aby k porušení došlo po 6 - 8 hodinách zatěžování. V průběhu jednoosých experimentů byla měřena a registrována působící síla, posunutí lisu, relativní deformace ve vertikálním směru a obvodová deformace vzorku. Posunutí lisu odpovídá změně polohy spodní tlačné plochy ve vertikálním směru a je způsobeno především osovou deformací testovaného vzorku. Pro stanovení osových deformací testovaných vzorků byla závislost posunutí lisu na působícím osovém napětí kalibrována pomocí kovových vzorků se známými elastickými vlastnostmi. V průběhu experimentů bylo prováděno pravidelné ultrazvukové prozařování a registrována akustická emise.

Zatěžovací experimenty byly prováděny v zatěžovacím rámu MTS model 815 (obr. 5a), který byl řízen kontrolerem MTS FlexTest GT. Pro měření osové síly byl použitý snímač síly MTS model 661 s maximálním zatížením 1000 kN. Relativní deformace byly měřeny pomocí extenzometrů připevněných přímo na vzorku (Senseny, 1987). Obvodová deformace byla měřena extenzometrem MTS model 632.12F, který byl připevněn na řetízku obepínajícím obvod vzorku v jeho střední části. Relativní deformace ve vertikálním směru byla měřena pomocí dvou extenzometrů MTS model 632.11F, které měly bázi měření 50 mm. Deformační čidla jsou zachycena na obrázku 5b.



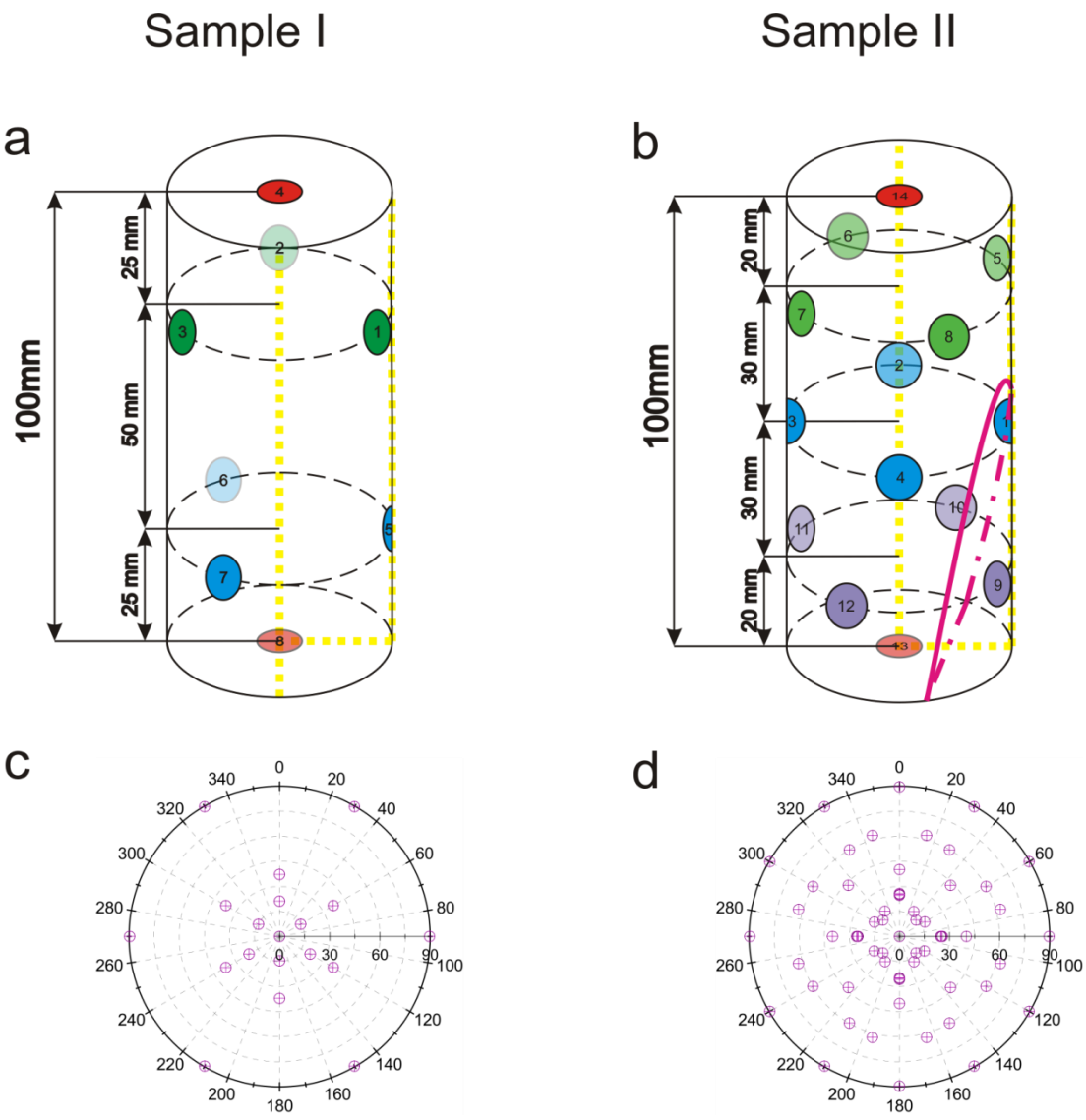
Obr. 5 a) Lis MTS s kalibračním duralovým vzorkem osazeným snímači Fuji; b) vzorek migmatitu v čelistech lisu MTS osazený čidly pro měření relativních deformací a piezokeramickými snímači WD pro UP a AE; 16 kanálová registrační aparatura Vallen AMSY 5, na monitoru jsou registrované vlnové obrazy AE



Obr. 6 a) fotografie snímačů, vlevo Fuji AE204A (Fuji, JPN), vpravo WD (PAC, USA); b) fotografie zesilovače AEP3 (Vallen-Systeme GmbH, Germany)

Měřící síť ultrazvukových snímačů slouží jak pro registraci AE, tak i pro provádění ultrazvukového prozařování. Jako zdroj UP byl použitý napěťový impuls s amplitudou 100 V a frekvencí 160 kHz. Při UP slouží postupně každý ze snímačů jako zdroj, zatímco ostatní

registrují jím vybuzené a vzorkem prošlé vlnění. S výjimkou experimentu II v článku 3, byla ve všech experimentech uvedených v této práci použita síť osmi širokopásmových diferenciálních snímačů WD, PAC, USA (obr. 6a, vpravo). Rozložení snímačů a směrové pokrytí při ultrazvukovém prozařování je ukázáno na obr. 7a respektive obr 7c. S přibývajícími zkušenostmi a zlepšující se technickou vybaveností docházelo ke změnám typu snímačů,



Obr. 7 a) schéma měřící sítě osmi WD snímačů pro registraci AE a UP; b) schéma měřící sítě čtrnácti snímačů Fuji, c) směrové pokrytí sítě s osmi snímači; d) směrové pokrytí sítě se čtrnácti snímači;

jejich počtu, rozmístění na povrchu válcového vzorku a způsobu jejich uchycení. Na obr. 7b, 7d je vidět schéma a směrové pokrytí měřící sítě se čtrnácti širokopásmovými snímači AE204A, Fuji, JPN (obr. 6a, vlevo), která byla použita u experimentu II v článku 3. Tato síť snímačů je v současnosti používaná pro většinu úloh spojujících metody UP a AE.

Dojde-li k překročení prahové úrovně (trojnásobek hodnoty šumu registrovaného před vlastním signálem) alespoň na jednom z měřících kanálů, dochází k registraci jevu na všech měřících kanálech. Po detekci jsou signály zesíleny na předzesilovači AEP3, Vallen-Systeme GmbH, Germany (obr. 6b), 20-1350 kHz, zesílení 40 dB. Tyto zesilovače pracují i se signály z diferenciálních snímačů. Pro registraci slouží šestnácti kanálová aparatura AMSY 5 (Vallen-Systeme GmbH, Germany, obr. 5c), která zaznamenává data ve dvou odlišných formátech vzájemně propojených indexy.

V souboru **.pri* jsou zaznamenána tzv. primární data. Zaznamenány jsou n-tice číselných hodnot (n je počet registračních kanálů), které v rámci daného jevu identifikují a popisují každý z registračních kanálů. Nejdůležitější z těchto hodnot jsou: index (pořadí záznamu), čas registrace (překročení prahové úrovně), číslo registračního kanálu, maximální amplituda, energie signálu, úroveň šumu a délka signálu. Propojení systémů MTS a Vallen umožnilo registrovat v rámci primárních dat také měřené deformace a působící sílu u každého zaznamenaného jevu AE nebo UP. Primární data jsou k dispozici prakticky okamžitě a je možné je využít pro online monitorování AE pomocí softwaru Vallen Visual AE.

V souboru **.tra* jsou v binární formě zaznamenány vlnové obrazy registrovaných jevů z celého experimentu. Spolu s vlnovým obrazem jsou uloženy jeho identifikační údaje (index, čas registrace, číslo kanálu), díky kterým je možné propojit vlnové obrazy s primárními daty. Zaznamenané vlnové obrazy mají vzorkovací frekvenci 10 MHz, délku 2048 vzorků a 500 vzorků pretriggering. Registrace vlnových obrazů umožňuje detailní post-experimentální zpracování dat akustické emise a ultrazvukového prozařování.

2.4 Zpracování dat AE a UP

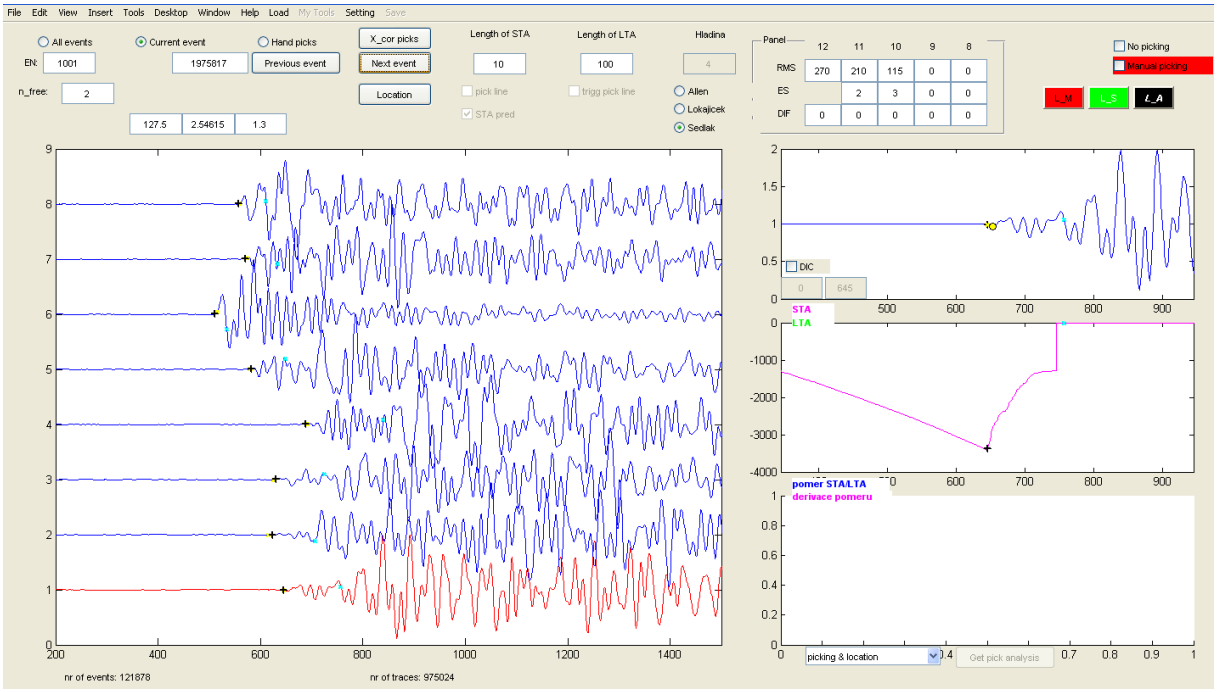
Pro zpracování naměřených dat UP a AE byl v programovém prostředí MATLAB vytvořen autorský program pick_loc (obr. 8). Tento program je využíván pro předzpracování naměřených dat, následné zpracování a uložení získaných hodnot ve formě, která umožňuje jednoduchou intepretaci.

Při předzpracování dochází ke kontrole naměřených dat, zejména indexování primárních dat a vlnových obrazů. V průběhu procesu jsou jevy roztříděny na UP, AE a chybové jevy, které jsou odstraněny. Primární data ze systému Vallen jsou propojena pomocí indexování s napěťo-deformačními daty z MTS. Tímto způsobem jsou zpracována data obsahující až miliony registrovaných jevů AE uložená v souborech o velikosti až stovek GB. Předzpracování umožňuje, díky propojení dat, rychlejší a efektivnější následné zpracování, a

také odlišný přístup ke zpracování jevů AE a UP. Pro zpracování je možné vyfiltrovat jevy určité velikosti nebo z určitého napěťo-deformačního intervalu.

Základem zpracování zaznamenaných vlnových obrazů AE a UP je, co možná nejkvalitnější odečet času příchodu přímé podélné vlny (tzv. první nasazení). Z důvodu velkého množství dat není možné odečítat časy příchodu manuálně. V rámci práce byly testovány čtyři pickery na přesnost odečtů prvního nasazení pro signály AE (viz kapitola 4.1.1). Jako nejvhodnější se ukázal AIC picker (Sedlák et al., 2009), který byl v této práci použit pro provedení všech automatických odečtů signálů UP i AE.

Automatické odečty časů příchodu a poloha snímačů jsou vstupní data pro určení rychlostních vektorů z dat UP. Rychlostní vektory jsou aproximovány trojosým elipsoidem (viz kapitola 3.2), který v čase prozařování popisuje velikost a orientaci rychlostní anizotropie



Obr. 8 Ukázka pracovní plochy autorského programu pick_loc

při odpovídajícím napěťo-deformačním stavu. Rychlostní elipsoid byl úspěšně testován a použit jako anizotropní rychlostní model při lokalizaci jevů AE.

Způsoby lokalizace jevů AE vycházejí z metod používaných v seismologii, které mohou být nalezeny např. v Aki and Richards (1980), Shearer (1999), Bormann (2002). V této práci je lokalizace jevů AE prováděna metodou grid search (např. Grosse & Ohtsu, 2008). Vztahy (1) zjednodušeně popisují princip lokalizace. Objem vzorku je pravidelnou 3D sítí rozdělen na m elementárních objemů s polohou $[x_j, y_j, z_j]$ o velikosti 1x1x1 mm, pro které jsou

pomocí rychlostního modelu v_{mod} a souřadnic n snímačů $[X_i, Y_i, Z_i]$ spočteny teoretické časy příchodu t_{ij}^c. Od vypočtených časů průchodu t_{ij}^c i od odečtených prvních nasazení t_i^m je odečtena jejich průměrná hodnota, tím vzniknou časová rezidua (Δt_{ij}^c respektive Δt_i^m). Ke každému objemovému elementu $[x_j, y_j, z_j]$, kde $j = 1..m$, je možné přiřadit rozdíl naměřených a vypočtených časových reziduí e_j. Pokud je minimální hodnota rozdílu časových reziduí E menší než 40 vzorků (průměrně 5 vzorků na každém z 8 signálů), představuje příslušný objemový element $[x_j, y_j, z_j]$ hypocentrum jevu akustické emise H. Jedním vzorkem (100 ns) je míněna převrácená hodnota vzorkovací frekvence signálu. Hraniční hodnota 40 vzorků byla zjištěna pomocí zpětné lokalizace zdrojů se známou polohou, generovaných piezokeramickými snímači nebo lámáním tuhy na povrchu vzorku. Při použitém rychlostním modelu ve formě trojosého elipsoidu, mají tyto jevy $E \leq 40$ vzorků a chybu lokalizace do 3 mm. Jevy AE lokalizované s chybou $E \leq 40$ vzorků jsou v této práci označované jako přesně lokalizované jevy a jejich chyba lokalizace by neměla být větší než 3 mm.

$$t_i^m, \qquad t_{ij}^c([X_i, Y_i, Z_i], [x_j, y_j, z_j], v_{\mathrm{mod}}), \qquad i = 1..n, \qquad j = 1 \,..\, m$$

$$\Delta t_i^m = t_i^m - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} t_i^m, \qquad \Delta t_{ij}^c = t_{ij}^c - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} t_{ij}^c$$

$$e_j = \sum_{i=1}^{n} \left| \Delta t_i^m - t_{ij}^c \right|$$

$$E = \min(e_j) \leq 40 \Rightarrow H = [x_j, y_j, z_j] \tag{1}$$

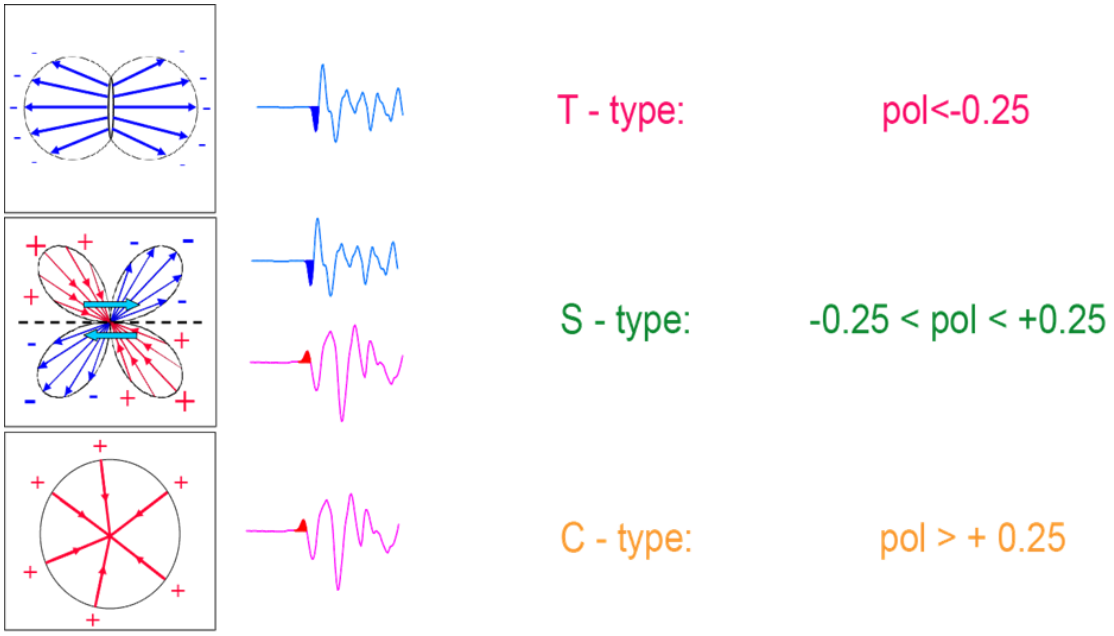
Vliv přesnosti odečtů a rychlostního modelu je popsán v Petružálek et al., (2008). Ukázka rozdílu v lokalizaci jevů AE mezi standardně používaným izotropním rychlostním modelem a anizotropním modelem ve formě trojosého elipsoidu je uvedena v kapitole 4.1.2.

Spolu s časy příchodu jsou u signálů AE automaticky provedeny odečty velikosti amplitud prvního nasazení. V případě dat AE je v současnosti zpracovávána jen polarita těchto nasazení. Vztah (2) slouží k výpočtu průměrné polarity (pol) prvního nasazení (A_i) v rámci daného jevu registrovaného sítí s n snímači.

$$pol = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} sign(A_i) \tag{2}$$

Na základě průměrné polarity prvního nasazení (obr. 9) je možné určit typ zdroje příslušného jevu AE: extenzní, kolapsový, smykový (Zang et al., 1998). V této práci byly typy zdrojů

určovány jen pro přesně lokalizované jevy AE ($E \leq 40$), kde je předpoklad přesného určení prvního nasazení a tím i jeho polarity. Na základě převládajících typů zdrojů je možné interpretovat proces mikroporušování (publikace 4, Petružálek et al., 2015a).



Obr. 9 Typy zdrojů jevů AE (převzato ze Stanchits et al., 2008)

Spolu s automatickými časy příchodu je rovněž prováděn automatický odečet velikosti prvního nasazení signálů UP. Pokles amplitudy prvního nasazení měřený v horizontální rovině ve směru co nejvíce kolmém k ploše porušení je v této práci navržen jako kritérium pro stanovení napětí na počátku porušování. Napětí na počátku nestabilního mikroporušování bylo určováno v místě exponenciálního nárůstu aktivity AE. Napětí kdy dochází k nukleaci plochy porušení bylo určováno v místě změny charakteru mikroporušování, tzn. nárůst jevů AE se smykovým nebo kolapsovým typem zdroje.

Programové vybavení, které jsem v rámci dizertační práce vytvořil pro zpracování naměřených dat AE a UP, bylo použito i v následujících publikacích, na kterých jsem se autorsky podílel a nejsou zahrnuty do této práce (Petružálek et al., 2013b; Lokajíček et al., 2015; Petružálek et al., 2015b; Petružálek et al., 2015c).

3. Přehled dosažených výsledků

Ve třetí kapitole jsou shrnuty výsledky dizertační práce, které byly z velké části publikovány ve čtyřech článcích uvedených v kapitole 7. Dosažené výsledky je možné rozdělit do dvou kategorií, výsledky týkající se metodického zpracování a výsledky týkající se vlastního charakteru porušování testovaného migmatitu.

3.1 Publikace 1: Determination of P–wave arrival time of acoustic events

- Svitek, T., Rudajev, V., & **Petružálek, M.** (2010). Determination of P–wave arrival time of acoustic events. *Acta Montan. Slov.*, 15(2), 145–151. (počet citací na WOS: 3)

Základem zpracování zaznamenaných vlnových obrazů AE a UP je co možná nejkvalitnější odečet času příchodu přímé podélné vlny (tzv. první nasazení). Z důvodu velkého množství dat, statisíce osmi-kanálově zaznamenaných jevů AE, není možné odečítat časy příchodu manuálně a bylo nutné věnovat se algoritmům pro automatické odečty (tzv. picker). Můj autorský podíl na této publikaci odpovídá 10 %, podílel jsem se zejména na ideovém návrhu, testování a optimalizaci níže popsaného algoritmu. Článek je i přes můj nevelký autorský podíl zahrnut do disertační práce, zejména s ohledem na důležitost problematiky automatických odečtů, kterou jsem se v průběhu řešení disertační práce detailně zabýval (kapitola 4.1.1).

Článek vychází z diplomové práce Tomáše Sviteka (Svitek, 2008), která vznikla z potřeby programu pro kvalitní automatické odečty prvního nasazení z vlnových obrazů UP a AE. V článku popisovaný picker se v disertační práci nazývá SVI picker. V rámci jednoho jevu AE nebo UP, je určení prvních nasazení popsáno pomocí sedmi po sobě jdoucích kroků. Využívána je funkce STA/LTA (Allen, 1982), derivace této funce, geometrie měřící sítě spolu s rychlostním modelem a na závěr analýza tvaru registrovaného signálu v blízkosti prvního nasazení.

V prvních čtyřech krocích jsou v rámci jednoho jevu na všech registrovaných vlnových obrazech, v tomto případě osmi, určena hrubá nasazení a ta jsou použita pro nalezení trigrovací stopy. Hrubá nasazení jsou určená pomocí charakteristické funkce STA/LTA a časové derivace této funkce. Čím je dráha průchodu vlny vzorkem kratší, tím je záznam amplitudově silnější a hrubá nasazení se blíží skutečnému času příchodu sesimické vlny. Nejkratší z osmi odečtených časů v rámcí jednoho jevu označuje tzv. trigrovací stopu.

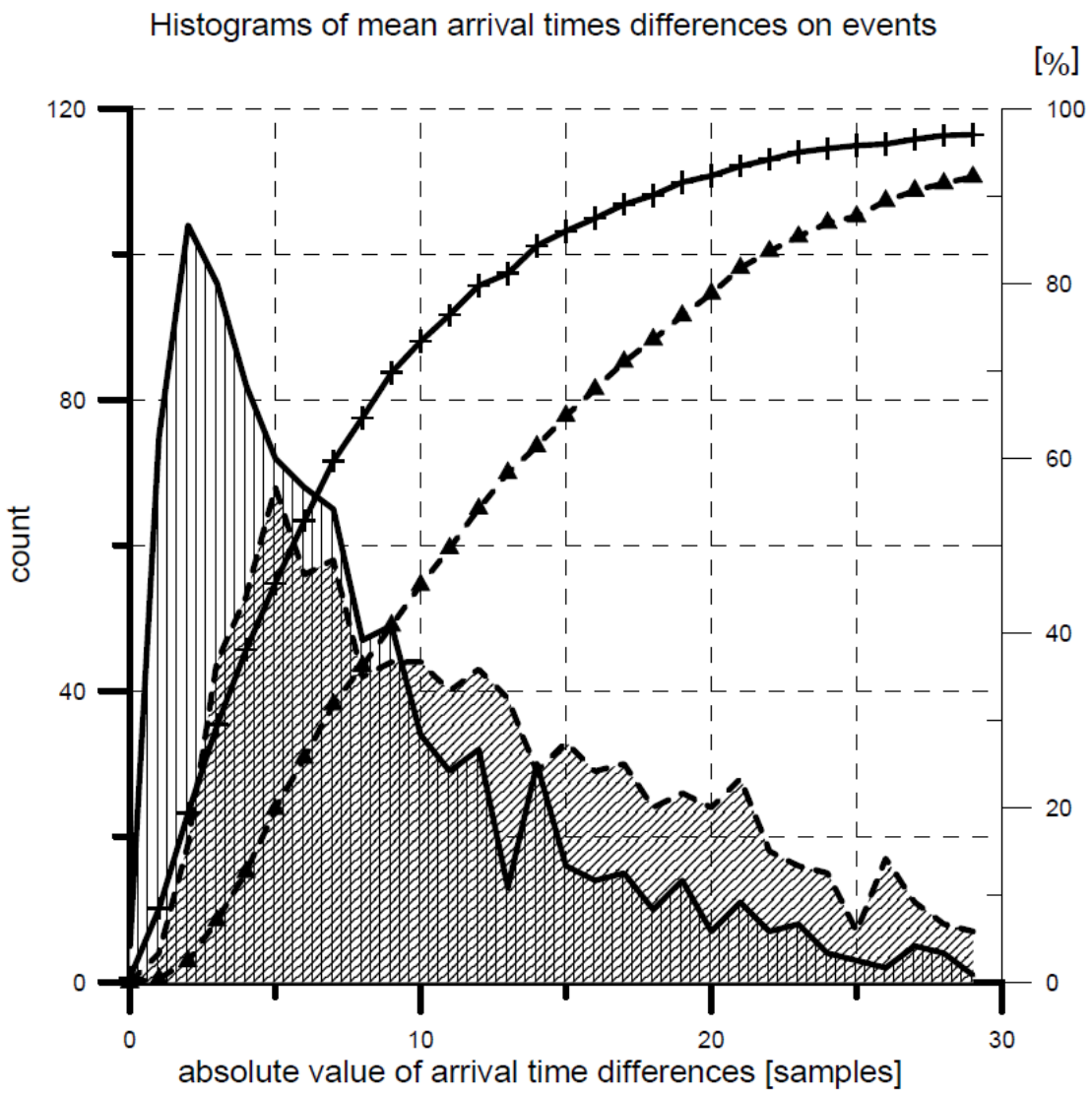
Nasazení určené na této stopě je uvažováno jako přesné a slouží k výpoču časového intervalu pro odečet nasazení na ostatních sedmi stopách.

V pátém kroku jsou určeny časové intervaly, ve kterých jsou na zbývajících sedmi stopách hledána první nasazení. Místo vzniku jevu AE je uvažováno v místě snímače (trigrovací snímač), který zaregistroval trigrovací stopu. Ze známé geometrie síťě a předpokládaného rychlostního modelu testované horniny jsou vypočteny časy průchodu podélné vlny od trigrovacího snímače k ostatním sedmi snímačům. Přičteme-li časy průchodu k času nasazení, odečtenému na trigrovací stopě, získáme horní hranice časového intervalu pro odečet nasazení na zbývajících sedmi stopách. Spodní hranice intervalu je pro všechny stopy stejná a je určena časem nasazení na trigrovací stopě.

V šestém kroku jsou hledána nasazení na sedmi zbývajících stopách. Pokud je registrovaný signál zatlumený, hrubě určené první nasazení se nachází často v pozdějších časech a neodpovídá času příchodu podélné vlny. K posunu nasazení do nižších časů v rámci určeného intervalu slouží časy, kdy došlo k překročení prahové úrovně funkce STA/LTA. Postupuje se směrem od hrubého nasazení do nižších časů a hledá se první překročení prahové úrovně, kterým je určen čas prvního nasazení.

Všechna určená první nasazení jsou ještě posunuta o jednotky vzorků dopředu do místa nejbližšího lokálního minima samotného registrovaného signálu. Provedením všech výše zmíněných kroků jsou získána první nasazení v rámci jednoho jevu AE nebo UP.

Popsaný SVI picker byl testovaný na souboru dat AE, na kterém byly provedeny rovněž manuální odečty a odečty pickerem, který využívá vyšší statistické momenty (MOM picker, Lokajíček & Klíma, 2006). Rozdíl mezi manuálním a automatickým odečtem je zde nazýván chybou odečtu. Je-li průměrná chyba odečtu v rámci jednoho jevu do pěti vzorků, je možné daný jev lokalizovat s přesností do 3 mm. To bylo zjištěno zpětnou lokalizací jevů se známou polohou, generovaných na povrchu vzorku lámáním tuhy nebo piezokeramickým vysílačem. Odečty provedené SVI pickrem ukazují předpoklad přesné lokalizace u 40 % jevů z testovaného datového souboru oproti 20 % jevů při použití MOM pickru (obr. 10).



Obr. 10 Histogramy a kumulativní křivky chyb odečtů průměrovaných v rámci jednoho jevu, plná čára SVI picker, čárkovaná čára MOM picker, převzato ze Svitek et al., 2010

3.2 Publikace 2: Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid.

➢ **Petružálek, M.**, Vilhelm, J., Lokajíček, T., & Rudajev, V. (2007). Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid. *Acta Geodynam. Geomater*, 147, 23-31. (počet citací na WOS: 5)

Článek uvádí novou metodu pro stanovení anizotropie podélných seismických vln z dat ultrazvukového prozařování laboratorních vzorků s využitím sítě snímačů primárně určené k lokalizaci jevů AE. Jejím použitím je možné určit jak velikost, tak i orientaci rychlostní

anizotropie. Metoda je demonstrována na datech ultrazvukového prozařování jednoose zatěžovaných vzorků s odlišnou orientací foliace migmatitu vzhledem k ose zatěžování.

V tomto článku jsou popisovaná data získána jednoosým zatěžováním válcových vzorků se sklonem foliace 13° (vzorek s horizontální foliací), 81° (vzorek s vertikální foliací) a 47° (vzorek s šikmou foliací), viz obr. 4 v kapitole 2.2. Sklony foliace uvedené v článku odpovídají původním záměrům při vrtání těchto vzorků, přesné sklony foliace byly zjištěny až po vydání tohoto článku na základě analýzy rychlostní anizotropie detailně prozařovaných kulových vzorků. Horninová matrice migmatitu má ortorombickou symetrii, která je způsobena kombinací vlivu foliace a lineace v rovině foliace. Primární systém mikrotrhlin, který je paralelní s foliací, nemá vliv na typ symetrie, ale zvyšuje míru anizotropie. (viz kapitola 2.2).

Pro ultrazvuková měření byla použitá síť osmi piezokeramických širokopásmových diferenciálních snímačů WD (obr. 7a,c). V průběhu zatěžování bylo prozařování prováděno v cyklech pravidelně po 20 minutách. V průběhu jednoho prozařovacího cyklu se jako zdroj ultrazvukového vlnění postupně vystřídá všech 8 snímačů, zatímco ostatní registrují horninou prošlé vlnění. Rozdíl času příchodu a času vzniku vlnění na zdroji určuje čas průchodu vzorkem. Časy průchodu byly opraveny o korekce získané prozařováním homogenního izotropního vzorku duralu. Použitím sítě osmi snímačů na obr. 7a získáme 28 nezávislých směrů prozařování. Z nich je 6 zanedbáno z důvodu průchodu registrované vlny skrz čelisti lisu (např. směry mezi snímači 1 a 4 nebo 5 a 8). Z naměřených časů průchodu a odpovídajících vzdáleností mezi jednotlivými dvojicemi snímačů je vypočteno 22 rychlostních vektorů, jejichž směrové pokrytí je na obr. 7c. 22 rychlostních vektorů je aproximováno trojosým elipsoidem (rychlostní elipsoid). Všechny body $[x_i, y_i, z_i]$ tvořící plochu trojosého elipsoidu se středem v počátku souřadného systému, splňují rovnici (3), kde symetrická matice a_{ij} charakterizuje trojosý elipsoid.

$$\begin{bmatrix} x_i & y_i & z_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{12} & a_{22} & a_{23} \\ a_{13} & a_{23} & a_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ z_i \end{bmatrix} = 1 \qquad (3)$$

Rovnici (3) je možné napsat ve tvaru (4), kde $[x_i, y_i, z_i]$ představují složky i-tého rychlostního vektoru, i = 1,2..22.

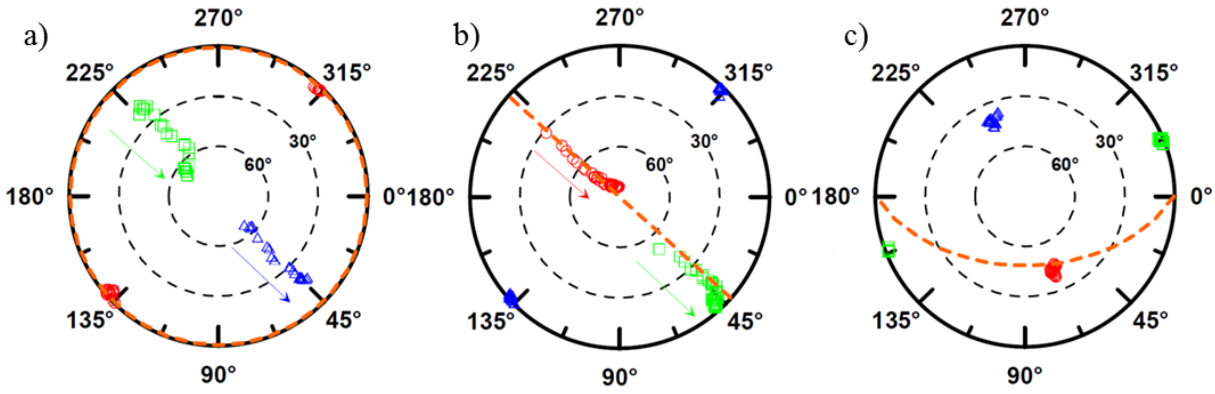
$$x_i^2 a_{11} + y_i^2 a_{22} + z_i^2 a_{33} + 2x_i y_i a_{12} + 2x_i z_i a_{13} + 2y_i z_i a_{23} = 1 \qquad (4)$$

Šest neznámých parametrů matice a_{ij} je získáno Gaussovou zobecněnou inverzí (např. Meju, 1994), která minimalizuje sumu čtverců chyb (*RMS*) mezi měřenými rychlostními vektory a stanovenou aproximací rychlostním elipsoidem. Velikosti a směry hlavních poloos rychlostního elipsoidu odpovídají vlastním číslům a vlastním vektorům matice a_{ij}. Dva z těchto směrů popisují maximální (v_{MAX}) a minimální směr (v_{MIN}) rychlostní anizotropie, třetí směr (v_{MEAN}) je kolmý k rovině určené těmito dvěma směry. Koeficient anizotropie *k*, který je počítán z velikosti maximální a minimální rychlosti (vztah 5), slouží ke stanovení velikosti anizotropie.

$$k = 100 * \frac{v_{MAX} - v_{MIN}}{v_{MAX}} \; [\,\%\,] \tag{5}$$

Směr minimální rychlosti, který je nejvíce citlivý na přítomnost mikrotrhlin, je využíván k popisu změn orientace rychlostní anizotropie v průběhu zatěžování. *RMS* vypočtená z rychlostních vektorů a jim odpovídajících směrů na rychlostním elipsoidu slouží k posouzení kvality uvedené aproximace.

Pro intepretaci změn velikosti a orientace rychlostní anizotropie zatěžovaných vzorků, vzhledem k procesu porušování, byla také využitá kumulativní aktivita registrované akustické emise. U všech vzorků byla na počátku experimentu orientace rychlostní anizotropie určená strukturou migmatitu. Minimální rychlost byla kolmá k foliaci a maximální rychlost ležela v rovině foliace (kapitola 2.2).



Obr. 11 Změny orientace os rychlostního elipsoidu, stereografická projekce na spodní polokouli; a) vzorek s horizontální foliací, b) vzorek s vertikální foliací; c) vzorek se sklonem foliace 47°; v_{MAX} - červená barva, v_{MIN} - modrá barva, v_{MEAX} - zelená barva; rovina foliace - čárkovaná oranžová čára;

U vzorků s horizontální foliací (kolmá ke směru zatěžování), dochází nejprve k poklesu koeficientu anizotropie vlivem nárůstu minimální rychlosti. V tomto intervalu nedochází ke změně orientace anizotropie a změna její velikosti není doprovázená významnou aktivitou

akustické emise. Toto chování je možné vysvětlit zavíráním primárního systému mikrotrhlin, který je paralelní s foliací a kolmý ke směru zatěžování. Po překročení 70 % vrcholové pevnosti (PS), dochází vlivem poklesu v_{MIN} k nárůstu anizotropie a změně směru v_{MIN} ze směru kolmého k foliaci do směru kolmého k budoucí ploše porušení (obr. 11a). Tyto změny velikosti a orientace rychlostní anizotropie, doprovázené narůstající aktivitou AE, jsou způsobeny nově vznikajícím systémem mikrotrhlin, který vede k porušení vzorku.

U vzorku s vertikální foliací (obr. 11b) nedochází v průběhu zatěžování ke změně orientace směru minimální rychlosti, který je od počátku zatěžování až do porušení kolmý k vertikální rovině foliace. Koeficient anizotropie je stabilní až do 70 % PS a v tomto napěťovém intervalu není výrazný nárůst aktivity AE. V tomto případě je primární systém mikrotrhlin paralelní se směrem zatěžování, proto nedochází k jeho zavírání. Koeficient anizotropie roste s klesající minimální rychlostí od 70 % PS až do porušení vzorku. V tomto intervalu je také exponenciální nárůst aktivity AE a maximální rychlost se v rovině foliace orientuje do směru zatěžování (obr. 11b). Zároveň nedochází ke změně orientace minimální rychlosti. Mikroporušování, ke kterému dochází v tomto intervalu, je způsobeno aktivací primárního systému mikrotrhlin, který je paralelní s vertikální foliací a vede k celkovému porušení vzorku. Makrotrhliny vzniklé porušením vzorku rovněž leží v rovině foliace.

V průběhu zatěžování vzorku s šikmou foliací nedochází ke změnám velikosti ani orientace rychlostní anizotropie. Směr minimální rychlosti je kolmý k foliaci, směr maximální rychlosti leží v rovině foliace (obr. 11c). Možným vysvětlením je, že v průběhu zatěžování nedochází k zavírání ani otvírání původního systému mikrotrhlin a mikroporušování je způsobeno smykovými jevy v rovině foliace.

3.3 Publikace 3: Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network

➢ **Petružálek, M.**, Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013a). Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci., 60,* 208–216. (počet citací na WOS: 3)

V této publikaci je metoda rychlostního elipsoidu testována ve dvou odlišných konfiguracích měřící sítě na jednoose zatěžovaných vzorcích migmatitu se subhorizontální foliací. Jeden z nich má predisponovanou plochu porušení. Rychlostní elipsoid je uveden jako anizotropní rychlostní model pro lokalizaci jevů AE.

Horninová matrice migmatitu má ortorombickou symetrii, která je způsobena kombinací vlivu foliace a lineace v rovině foliace. Primární systém mikrotrhlin, který je paralelní s foliací, nemá vliv na typ symetrie, ale zvyšuje míru anizotropie. (viz kapitola 2.3).

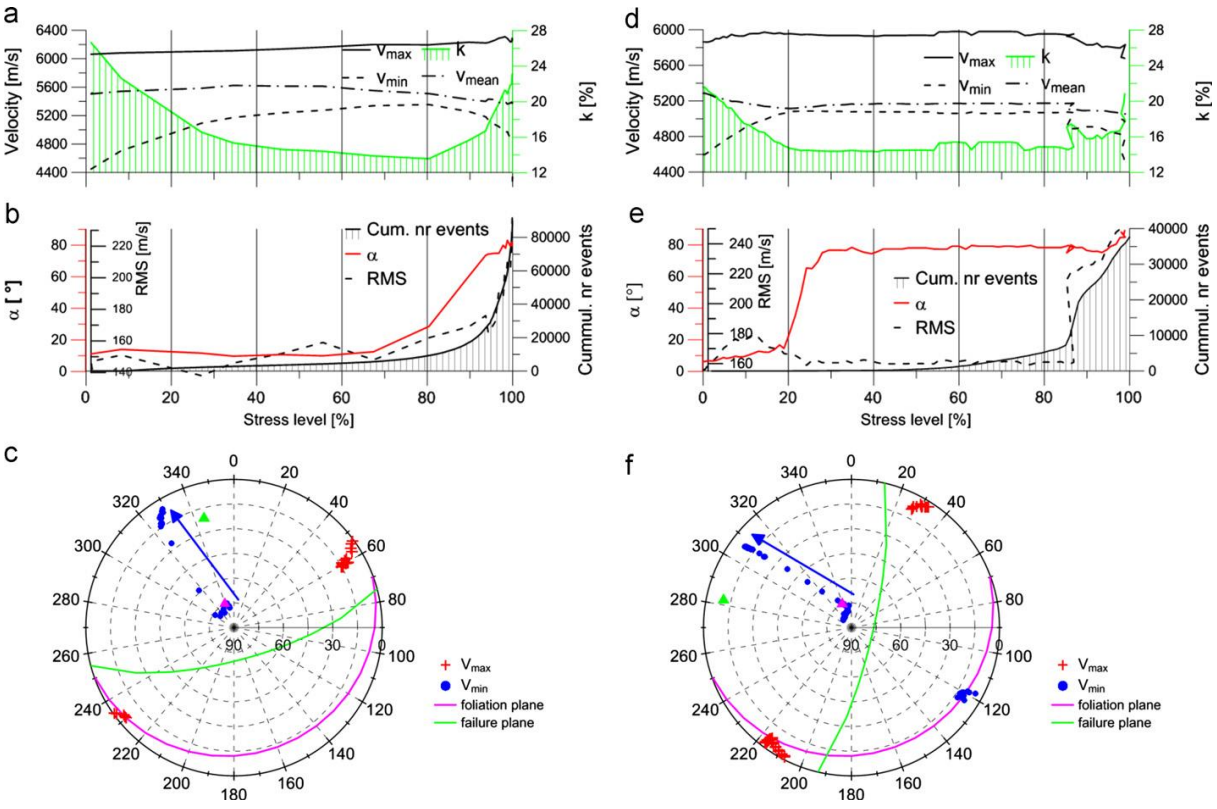
Pro ultrazvukové prozařování a monitorování aktivity AE byla v případě vzorku I (bez predisponované plochy) použitá síť osmi diferenciálních širokopásmových snímačů WD na obr. 7a,c. V případě vzorku II (s predisponovanou plochou porušení) to byla síť čtrnácti širokopásmových snímačů Fuji (obr. 7b,d). Rychlostní elipsoid (Petružálek et al, 2007) byl výsledkem aproximace 22 (vzorek I) respektive 55 (vzorek II) rychlostních vektorů. Pro odečtení časů prvního nasazení signálů UP i AE byl použitý AIC picker (Sedlak et al., 2009). Jevy AE byly lokalizovány metodou grid search (např. Grosse & Ohtsu, 2008), podrobněji v kapitole 2.4. Rychlostní elipsoid sloužil jako časově proměnný anizotropní rychlostní model. Lokalizovány byly jen silné jevy (větší než 40 dB), u kterých je předpoklad přesného odečtu prvních nasazení umožňující lokalizaci s chybou do 3 mm.

Pro lokalizaci byl nejprve používán časově proměnný izotropní rychlostní model. Hodnota rychlosti podélných vln odpovídala průměru rychlostí v daném cyklu prozařování. Shluky takto získaných hypocenter AE však neodpovídaly poloze a orientaci makrotrhlin na porušených vzorcích. Z toho důvodu byl zaveden časově proměnný anizotropní rychlostní model ve formě rychlostního elipsoidu, který ukazuje podstatně lepší výsledky lokalizace jevů AE (viz. kapitola 4.1.2).

Reakce vzorku I na osové zatěžování, kterou je možné rozdělit na tři napěťové intervaly, je podobná chování vzorku s horizontální foliací uvedeném v předchozím článku (Petružálek et al., 2007). V prvním intervalu do 80 % PS se nemění orientace rychlostní anizotropie. Nárůst minimální rychlosti, spojený s poklesem koeficientu anizotropie, je způsobený uzavíráním primárního systému mikrotrhlin. V tomto intervalu je nízká aktivita AE a hypocentra lokalizovaných jevů jsou víceméně rovnoměrně rozprostřena v celém objemu vzorku. Ve druhém intervalu (80 - 95 % PS) dochází k nárůstu koeficientu anizotropie a minimální rychlost se orientuje ze směru kolmého k foliaci do směru kolmého k budoucí ploše porušení. Zároveň narůstá aktivita AE a hypocentra se shlukují v omezeném objemu. Změna chování rychlostní anizotropie v tomto intervalu je připisována nárůstu lokální heterogenity spojené s nukleací plochy porušení. Po překročení 95 % PS dochází k nárůstu anizotropie beze změn její orientace. Zvyšující se aktivita AE vede k vytváření plochy porušení. Výše popsané chování vzorku I zachycují obrázky 12a, b, c.

U vzorku II, který obsahoval predisponovanou plochu porušení, můžeme pozorovat zavírání primárního systému mikrotrhlin jen do 20 % PS. Zavírání mikrotrhlin je spojené s poklesem anizotropie beze změn její orientace. Mezi 20-30 % PS dochází ke změně orientace minimální rychlosti ze směru kolmého k foliaci do směru kolmého k predisponované ploše porušení. Do 30 % PS nebyla zaznamenána významná aktivita AE. Od 30-85 % PS nedochází ke změnám orientace ani velikosti rychlostní anizotropie. Oproti vzorku I se hypocentra jevů AE shlukují v okolí predisponované plochy porušení a dokládají tak její úlohu v procesu porušování vzorku. Po překročení 85 % PS byl zaznamenán mírný pokles napětí spojený s vysokou aktivitou AE, která vedla k porušení vzorku podél predisponované plochy porušení. Výše popsané chování vzorku I zachycují obrázky 12d, e, f.

Chyba aproximace rychlostních vektorů trojosým elipsoidem nepřekročila po většinu doby zatěžování u obou vzorků 250 m/s. Což je méně než 5 % průměrné rychlosti a méně než 13 % rozdílu (v_{MAX}-v_{MIN}).



Obr. 12 Ukázka změn velikosti a orientace rychlostní anizotropie; a, b, c - vzorek I; d, e, f – vzorek II s predisponovanou plochou porušení, v_{MAX}, v_{MIN}, v_{MEAN} - velikosti poloos rychlostního elipsoidu, k – koeficient anizotropie, α – úhel mezi směrem v_{MIN} a směrem zatěžování, RMS – chyba aproximace rychlostním elipsoidem (převzato z Petružálek et al., 2013a)

3.4 Publikace 4: Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding

➢ **Petružálek, M.**, Lokajíček, T., & Svitek, T. (2015a). Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci.*, v recenzním řízení.

Čtvrtá publikace je v současnosti v recenzním řízení impaktového časopisu *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. Tento článek využívá výsledků jednoosého zatěžování čtyř migmatitových vzorků s odlišným sklonem foliace k intepretaci anizotropie mechanických vlastností a procesu porušování.

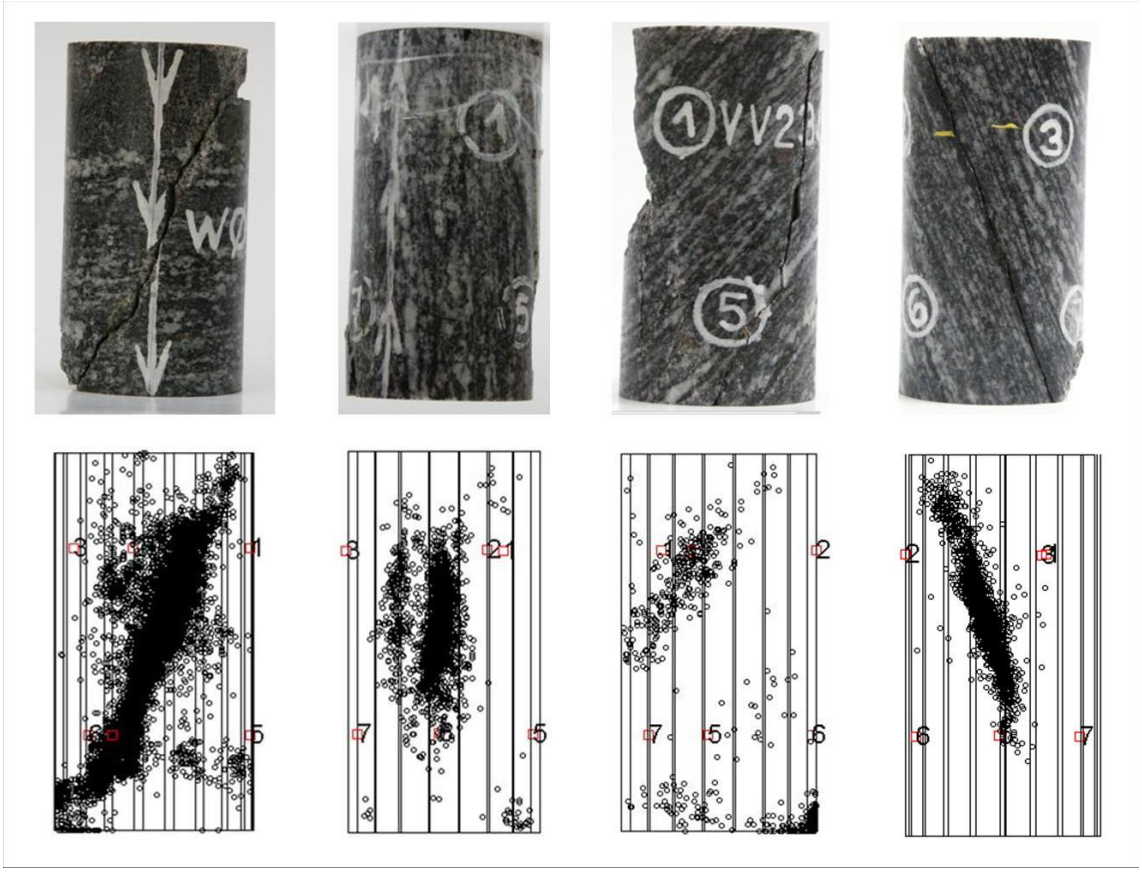
Horninová matrice migmatitu má ortorombickou symetrii, která je způsobena kombinací vlivu foliace a lineace v rovině foliace. Primární systém mikrotrhlin, který je paralelní s foliací, nemá vliv na typ symetrie, ale zvyšuje míru anizotropie. (viz kapitola 2.2).

Jednoosé zatěžovací experimenty byly prováděny na migmatitových vzorcích se sklonem foliace 13° (subhorizontální), 47° (šikmá), 67° (šikmá) a 81° (subvertikální), viz obr. 4 v kapitole 2.2. V průběhu zatěžování byly spolu s osovou silou a posunutím lisu měřeny také relativní deformace (podélná a příčná). Z technických důvodů nebylo možné při zpracování využít měření relativních deformací. Deformační Youngův modul byl stanoven z kalibrovaného posunutí lisu. Pro ultrazvukové prozařování a monitorování aktivity AE byla použita síť osmi diferenciálních širokopásmových snímačů WD (obr. 7a,c). Odečty časů a amplitud prvních nasazení byly prováděny modifikovaným AIC pickrem (Sedlák et al., 2009). Hypocentra jevů AE byla lokalizována metodou grid search (např. Grosse & Ohtsu, 2008) s vyžitím rychlostního elipsoidu jako anizotropního rychlostního modelu (Petružálek et al. 2013a). Typy zdrojů přesně lokalizovaných jevů AE byly určeny podle průměrné polarity prvního nasazení (Zang et al, 1998). V článku je navržena nová metoda využívající amplitudy prvního nasazení UP pro stanovení počátku mikroporušování (σ_{ci}). Pro stanovení počátku nestabilního porušování (σ_{cd}) je využita kumulativní aktivita akustické emise (Eberhardt et al., 1998)). Pro stanovení napětí, při nukleaci plochy porušení (σ_n), byl analyzován napěťový vývoj typů zdrojů AE. Tabulka 2 udává přehled stanovených mechanických vlastností testovaných migmatitových vzorků.

Tab. 2 Mechanické vlastnosti testovaných migmatitových vzorků. Φ – sklon foliace, E – deformační Youngův modul, σ_p – vrcholová pevnost v prostém tlaku (PS), σ_{ci} – počátek mikroporušování v MPa a v procentech PS, σ_{cd} – počátek nestabilního mikroporušování v MPa a v procentech PS, σ_n – napětí při nukleaci plochy porušení v MPa a v procentech PS, n – počet detekovaných jevů AE.

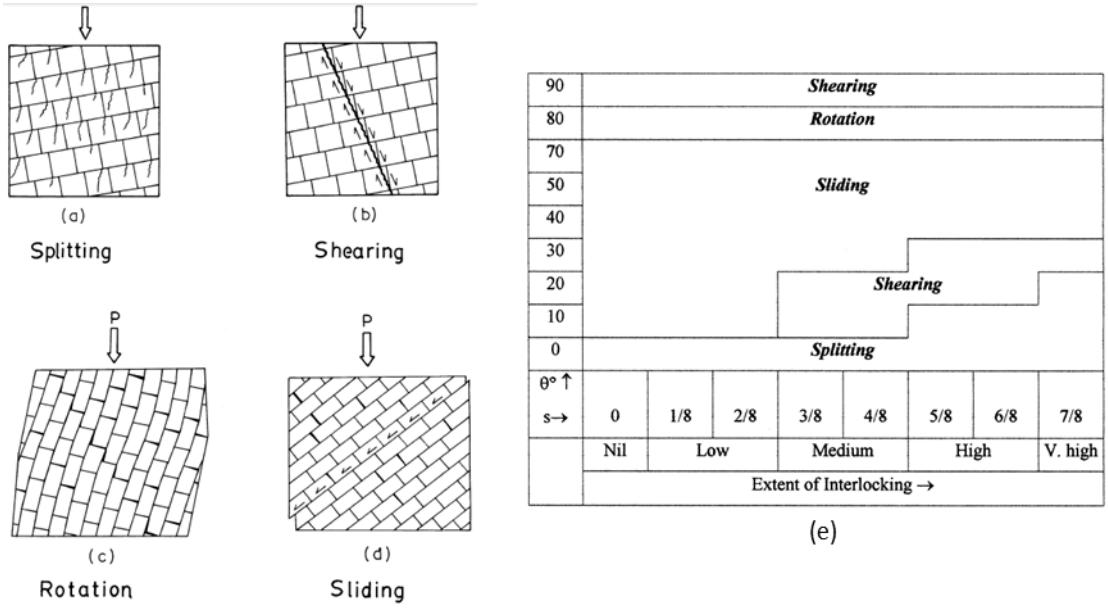
vzorek	Φ [°]	E [GPa]	σ_p [MPa]	σ_{ci} [MPa]	σ_{ci} [%]	σ_{cd} [MPa]	σ_{cd} [%]	σ_n [MPa]	σ_n [%]	N [-]
vv02	13	39.1	114.5	51.5	45	103.1	90	107.6	94	$4.1*10^4$
vv23	47	44.2	109.6	76.7	70	98.6	90	104.1	95	$2.7*10^4$
vv21	67	50.7	82.8	62.1	75	80.3	97	78.7	95	$0.6*10^4$
vv11	81	53.4	125.3	43.9	35	112.8	90	114.0	91	$7.3*10^4$

Na základě shlukování hypocenter AE bylo popsáno makroporušení testovaných vzorků (obr. 13). U vzorků se sklonem foliace 47°, 67° a 81° byly plochy porušení paralelní se sklonem foliace. Vzorek se sklonem 67° se porušil podél jedné smykové plochy, vzorek se sklonem 47° měl několik paralelních smykových ploch porušení, na vzorku se sklonem 81° bylo nalezeno několik paralelních extenzních makrotrhlin. U vzorku se subhorizontální foliací se vyvinula jedna smyková plocha jdoucí napříč foliací. I u tohoto vzorku byla zjištěna určitá predispozice foliací, v jejímž důsledku má smyková plocha stejný směr sklonu jako foliace.



Obr. 13 Fotografie porušených vzorků a makroporušení mapované pomocí lokalizace jevů AE (převzato z Petružálek et al., 2015a)

Jen v případě vzorku se subhorizontální foliací připomínalo mikroporušování chování popsané na homogenních izotropních vzorcích, s dominancí tenzních mikrotrhlin paralelních se směrem zatěžování. Ostatní vzorky ukazují významnou roli netenzního mikroporušování, které může být způsobeno přednostní orientací biotitu a přítomností významného systému mikrotrhlin paralelního s foliací. Chování obdobné tomu zjištěnému při mikroporušování migmatitových vzorků bylo popsáno v experimentální studii zabývající se porušováním v horninovém masívu s usměrněnými trhlinami (Singh et al., 2002). Modelový materiál obsahoval dva systémy trhlin, I – kontinuální; II – kolmý k prvnímu, diskontinuální do sebe zapadající. Obrázek 14 znázorňuje způsob porušování v závislosti na orientaci kontinuálního systému trhlin. V případě testovaného migmatitu představuje primární systém mikrotrhlin systém kontinuálních trhlin I. Systém II odpovídá mikrotrhlinám na hranicích zrn či jejich agregátů s odlišnými elastickými vlastnostmi.



Obr. 14 Schémata porušování v závislosti na orientaci směru zatěžování a hlavního systému mikrotrhlin. a) extenzní režim, b) smyk, c) rotace bloků, d) skluz, e) způsob porušování v závislosti na sklonu systému trhlin I (osa y) a provázanosti systému II (osa x). Převzato ze Singh et al., 2002.

U vzorku se subhorizontální foliací byly až do nukleace plochy porušení dominantní extenzní mikrotrhliny paralelní se směrem zatěžování. Poté až do porušení dominovaly smykové mikrotrhliny. Vlivem primárního systému mikrotrhlin a usměrnění biotitu docházelo v rovině foliace rovněž ke skluzu i přes její malý sklon. Tím je způsobena anizotropie ultrazvukových vlastností a stejný směr sklonu plochy porušení a foliace.

Kombinace smyku a skluzu vede k porušování vzorků se šikmou foliací. Protože proces skluzu je pomalý a smykový modul v bazální rovině biotitu je nízký, nezpůsobuje tento jev

AE. Výrazně nižší aktivita AE u vzorku se sklonem foliace 67° naznačuje, že s narůstajícím sklonem u vzorků se šikmou foliací dominuje skluz nad smykem.

Před počátkem nukleace u vzorku se subvertikální foliací dominují procesu mikroporušování smykové a extenzní jevy AE. To je pravděpodobně způsobeno přítomností primárního systému mikrotrhlin s optimální orientací vzhledem k působícímu osovému napětí.

4. Výsledky a diskuze

Diskuzní kapitola práce je rozdělena na dvě podkapitoly. V první jsou diskutovány výsledky týkající se metodické části práce, které vznikly na základě potřeby zpracování dat UP a AE. V druhé jsou uvedeny metody použité pro interpretaci procesu porušování testovaného migmatitu.

4.1 Metodické výsledky

Podkapitola shrnuje a diskutuje výsledky z metodické části práce: přesnost odečtů prvního nasazení, rychlostní elipsoid a metodu pro stanovení počátku porušování.

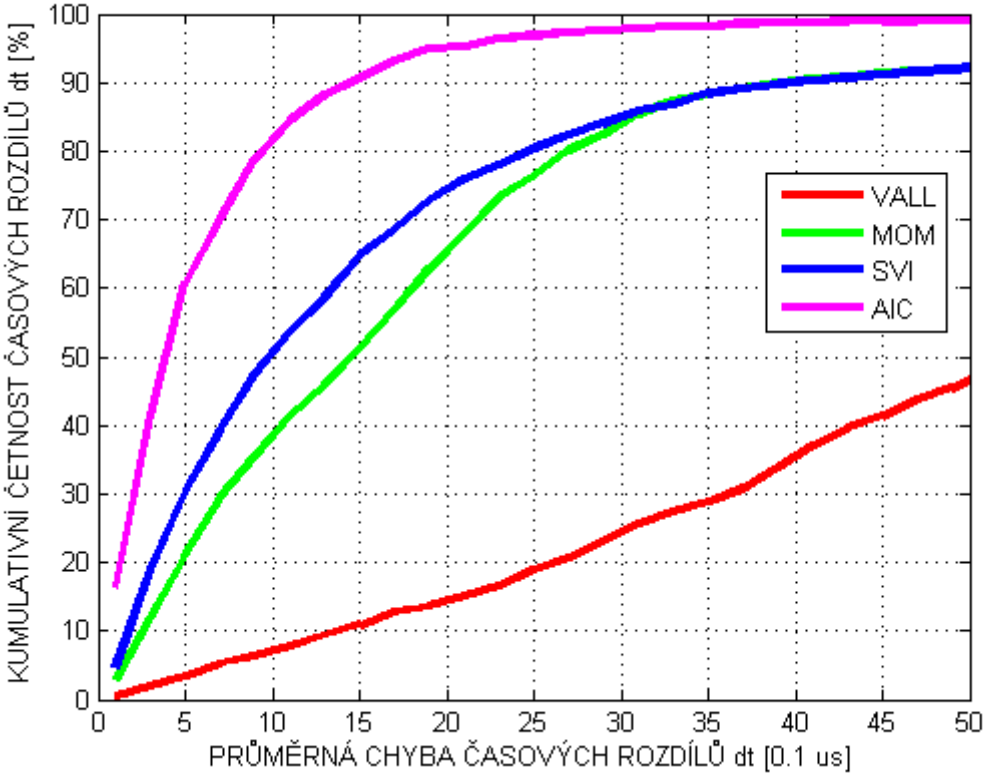
4.1.1 Automatické odečty času příchodu prvního nasazení

Metody a postupy zde diskutované se týkají ultrazvukových metod AE a UP. Kvalitní automatický odečet prvního nasazení patří při práci s vlnovými obrazy mezi nejpodstatnější úlohy. Nepřesné odečty prvního nasazení výrazně snižují možnosti interpretace. Několik odlišných přístupů prezentují tyto publikace: Allen, 1982; Molyneux & Schmitt, 1999; Lokajíček & Klíma, 2006; Sedlak et al., 2009; Svitek et al., 2010. Na obrázku 15 jsou zobrazeny chyby odečtů čtyř pickerů testovaných na přesnost odečtu prvního nasazení jevů AE:

1. VALL picker, primární data aparatury Vallen, nasazení v místě překročení stanovené prahové úrovně signálu.
2. MOM picker, s charakteristickou funkcí založenou na vyšších statistických momentech, picker byl vytvořen modifikací algoritmu uvedeného v článku Lokajíček & Klíma, 2006.
3. SVI picker (Svitek et al., 2010), popsaný v kapitole 3.1, využívající funkci STA/LTA, její derivaci a geometrii měřící sítě.
4. AIC picker, byl vytvořen modifikací algoritmu uvedeného v článku Sedlák et al., 2010, s charakteristickou funkcí založenou na Akaikeho informačním kritériu (Akaike, 1976).

Jako vstupní data pro toto porovnání posloužilo 1000 po sobě jdoucích osmi-kanálově registrovaných jevů AE s maximální amplitudou 40 - 90 dB. Na zaznamenaných stopách byly provedeny ruční odečty, které jsou uvažovány jako přesné. Chybou se v tomto případě rozumí rozdíl mezi automatickým a ručním odečtem. Průměrná chyba odečtu představuje průměr

chyby z osmi odečtů v rámci jednoho jevu AE. Jako jednotka je použita desetina mikrosekundy, která představuje 1 vzorek na vlnových obrazech registrovaných s vzorkovací frekvencí 10 MHz.



Obr. 15 Chyba odečtu průměrovaná v rámci každého jevu AE pro čtyři testované pickery

Na základě zpětné lokalizace zdrojů UP a lámání tuhy bylo zjištěno, že jevy s průměrnou chybou odečtu do pěti vzorků jsou lokalizovány s přesností ± 3 mm. Vycházíme-li z obrázku 15, umožňuje SVI picker přesně lokalizovat 30 % jevů AE, což je lepší než 20 % u MOM pickeru a 5 % u VALL pickeru. SVI picker popsaný v kapitole 3.1, byl používaný pro odečty AE a UP do roku 2011, kdy jsem pro potřeby odečtů nasazení jevů AE na horninových vzorcích modifikoval AIC picker publikovaný v práci Sedlak et al, (2009). AIC picker je schopný odečíst 60 % jevů AE, u nichž by chyba lokalizace neměla přesáhnout 3 mm. Ostatní testované pickery jsou, co se týká přesnosti odečtu, minimálně o polovinu horší. AIC picker byl v této práci použitý pro provedení všech automatických odečtů jak dat UP, tak i AE. SVI picker, který je součástí této práce, se v současnosti používá pro odečty časů nasazení při prozařování kulových vzorků (Svitek et al., 2014).

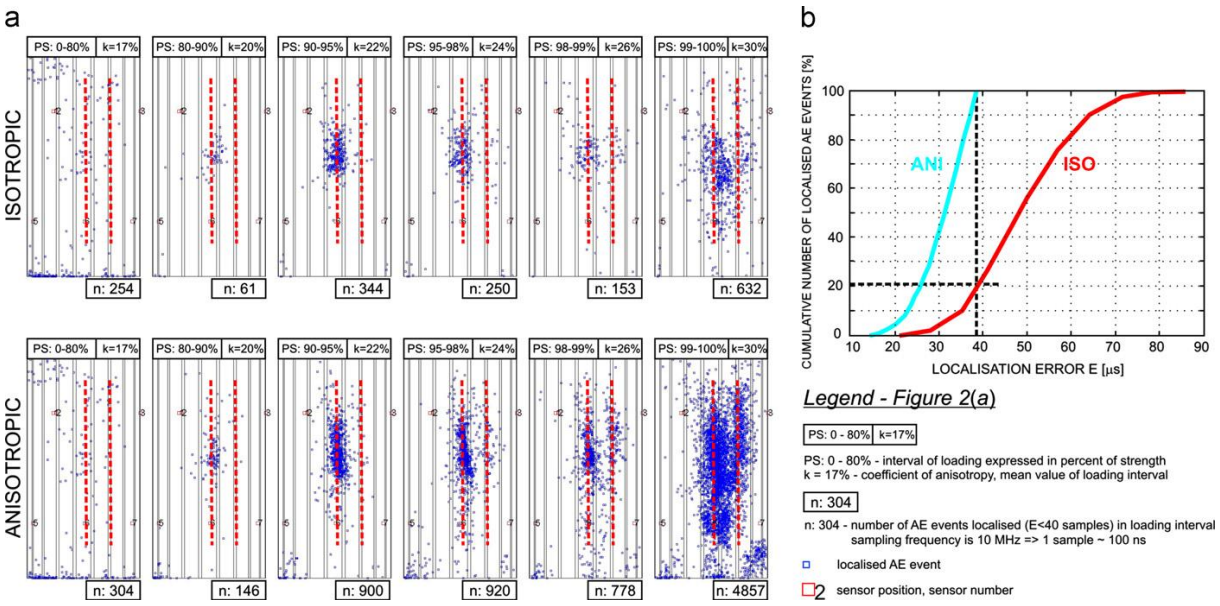
4.1.2 Rychlostní elipsoid

Anizotropie rychlostí seismických vln patří mezi elastické materiálové vlastnosti a u hornin vzniká v důsledku krystalografické nebo tvarové preferenční orientace nebo přednostní orientace mikrotrhlin (Kern et al., 2008). I primárně izotropní horniny můžou vlivem působícího orientovaného napětí (Nur & Simmons, 1969) nebo vznikem mikrotrhlin s přednostní orientací (Lo et al., 1986; Sayers & Kachanov, 1995) ukazovat anizotropní chování. Laboratorní měření rychlostní anizotropie je možné využít ke stanovení elastických konstant (Sano et al., 1992; Song et al., 2004), symetrie horninové matrice (Přikryl et al., 2006), míry mikroporušení (Soga et al., 1978) a jeho orientace (Sayers, 1988) nebo i využít rychlostní data ke stanovení orientace napětí v horninovém masívu (Amadei, 1996). Anizotropní rychlostní model je možné také využít v procesu lokalizace jevů AE či důlních otřesů.

Ve druhém článku této práce (kapitola 3.2, Petružálek et al., 2007) je uveden jednoduchý anizotropní rychlostní model ve formě trojosého elipsoidu. Rychlostní elipsoid je aproximací rychlostních vektorů získaných ultrazvukovým prozařováním sítí snímačů, určenou primárně pro lokalizaci jevů AE. Ve většině publikací, které se zabývají anizotropním chováním při jednoosé nebo trojosé napjatosti, se při prozařování využívá horizontální a vertikální směr (např. Rao & Kusunose, 1995; Fortin et al., 2006). Rychlostní elipsoid efektivně využívá maximální možný počet směrů daný množstvím použitých snímačů. Na základě zpracování šikmých směrů je možné určit i změny orientace rychlostní anizotropie (Petružálek et al., 2007). Zjednodušený popis rychlostní anizotropie pomocí vektorů minimální a maximální rychlosti je možné využít k intepretaci strukturních změn v horninovém materiálu vyvolaných působícím napětím (např. mikroporušování, zavírání primárních mikrotrhlin, orientace konečné plochy porušení).

Před celkovým porušením vzorku dochází i u původně izotropních hornin působením orientovaného napětí k preferenčnímu mikroporušování a tím k vývoji rychlostní anizotropie, která může dosahovat až 50 % (např. Lockner et al., 1977; Yanagidani et al., 1985). Z tohoto důvodu doporučil Lockner (1993) pro lokalizaci jevů AE použití anizotropního rychlostního modelu. Obrázek 16 porovnává lokalizaci s izotropním a anizotropním rychlostním modelem, přičemž oba modely se mění s každým prozařovacím cyklem. Izotropní model odpovídá průměrné rychlosti prozařovacího cyklu, anizotropním modelem je rychlostní elipsoid. S anizotropním modelem bylo přesně lokalizováno (E≤40 vzorků) téměř 8000 jevů AE. Ty byly poté lokalizovány s izotropním modelem a jen 20 % z nich mělo chybu lokalizace do 40

vzorků (obr. 16b). S nárůstem rychlostní anizotropie, od 17 % do 30 %, klesá úspěšnost lokalizace s izotropním modelem z 84% na 13 %. Zatímco lokace jevů AE získané pomocí anizotropního modelu dokumentují vývoj ploch porušení (obr. 16a, dole), jevy AE lokalizované s izotropním modelem se shlukují zejména v centrální části vzorku (obr. 16a, nahoře) a mohou zkreslovat charakter porušování. Z těchto důvodů byl při lokalizačním procesu používán anizotropní rychlostní model.

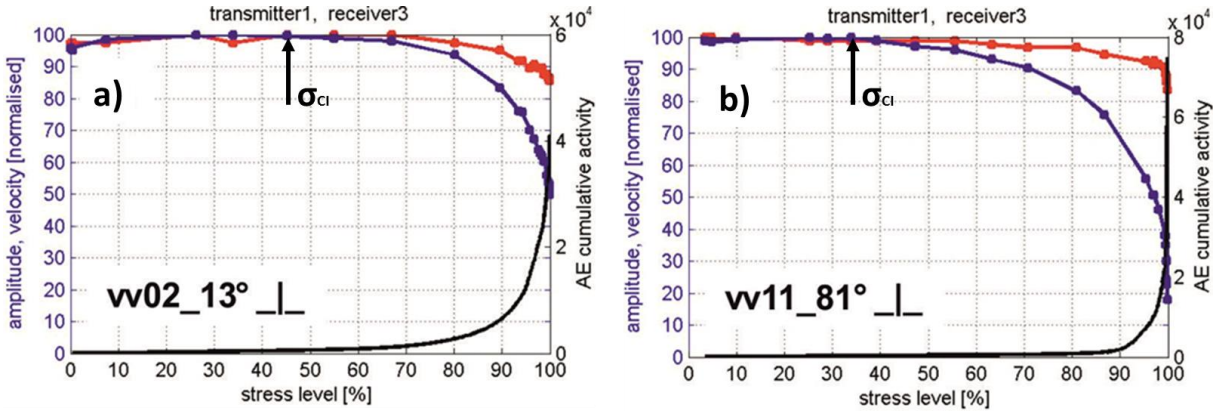


Obr. 16 Porovnání rychlostních modelů pro lokalizaci jevů AE, převzato z Petružálek et al., 2013a

4.1.3 Počátek mikroporušování

Velikost napětí, kdy dochází k počátku mikroporušování (σ_{CI}), může sloužit u křehkých hornin v oblasti důlních děl s vysokým nadložím k odhadu tzv. spalling strength, která představuje napětí, kdy dochází k odštěpování horninových šupin ze stěn důlních děl (Diederichs, 2007; Andersson & Martin, 2009). Damjanac & Fairhurst (2010) navrhli použití σ_{CI} jako odhadu dlouhodobé pevnosti krystalinických hornin. Metody pro stanovení σ_{CI} vycházejí z intepretace měřených relativních deformací (Brace et al, 1966; Bieniawski, 1967; Lajtai, 1974; Martin & Chandler, 1994; Nicksiar & Martin, 2012) nebo aktivity AE (Eberhardt, 1998; Zhao et al., 2015) při jednoosých nebo triaxiálních zkouškách. V případě metod využívajících relativní deformace může být stanovení σ_{CI} na hranici přesnosti měření, v případě využití AE může být σ_{CI} ztraceno v šumu. Pro určení σ_{CI} je v této práci (Petružálek et al., 2015a) navrhováno použít pokles amplitud prvního nasazení ultrazvukového prozařování podélnými vlnami ve směru sklonu plochy porušení. Vzhledem k citlivosti amplitud seismických vln na přítomnost mikrotrhlin (Barton, 2007) má tato metoda vyšší

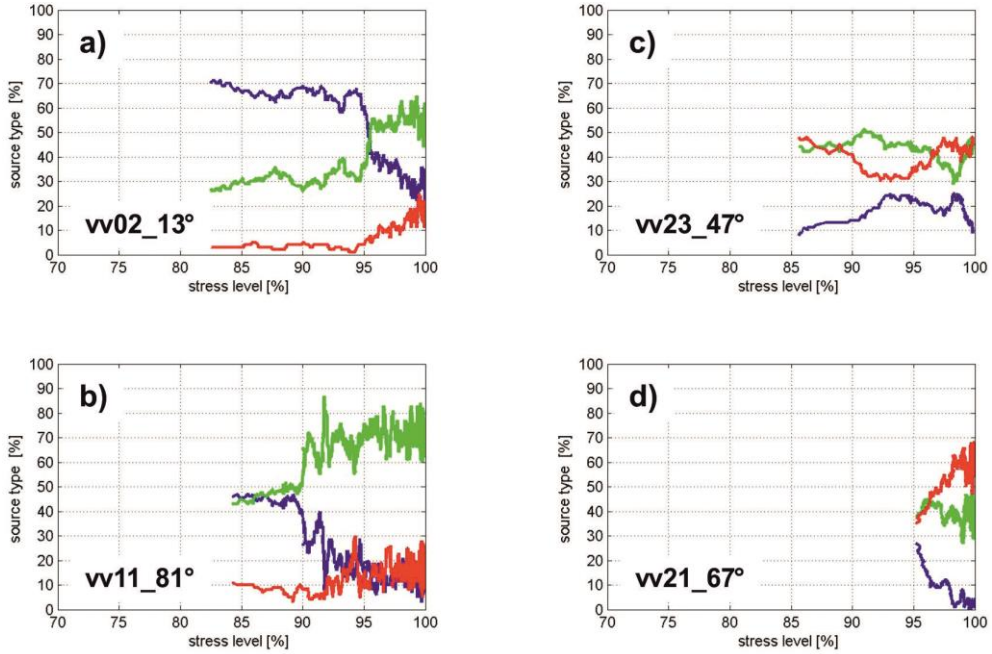
předpoklady pro přesné stanovení σ_{CI}, než metody založené na relativních deformacích a akustické emisi (obr. 17).



Obr. 17 Ukázka grafů amplitud prvního nasazení UP pro určení σ_{CI}; a) vzorek se subhorizontální foliací, prozařování ve směru sklonu plochy porušení (σ_{CI} = 45 % PS); b) vzorek se subvertikální foliací, prozařování ve směru sklonu plochy porušení (σ_{CI} = 35 % PS), modrá čára – amplitudy prvního nasazení; červená čára – měřené rychlosti podélných vln, černá čára – kumulativní četnost jevů AE

4.2 Proces porušování migmatitu

Většina kapitoly uvádí a diskutuje výsledky publikace 4 (Petružálek et al., 2015a). V případě výsledků z jiných článků obsažených v této práci, je uváděna jejich citace. Obrázek 18 znázorňuje procentuální zastoupení jednotlivých typů jevů AE pro testované orientace foliace migmatitu.



Obr. 18 Typy zdrojů jevů AE, tenzní – modrá čára, smykové – zelená čára, kompresní – červená čára; a) vzorek se subhorizontální foliací, b) vzorek se subvertikální foliací, c) vzorek se sklonem foliace 47°, d) vzorek se sklonem foliace 67°

4.2.1 Mechanické vlastnosti a makroporušování

Tabulka 2 (kapitola 3.4) shrnuje stanovené mechanické vlastnosti migmatitu. Mezi základní patří pevnost v prostém tlaku a Youngův modul. Velikost a anizotropie těchto parametrů úzce souvisí s velikostí zrn, přednostní orientací horninotvorných minerálů a usměrněním mikrotrhlin (Tuğrul & Zarif, 1999; Přikryl, 2001; Takemura, 2003; Tandon & Gupta, 2013). Migmatit testovaný v této práci má ortorombickou symetrii horninové matrice způsobenou foliací a lineací v rovině foliace. Obsahuje také systém primárních mikrotrhlin paralelní s foliací. Vzorky se subhorizontální a subvertikální foliací dosahovaly vyšších pevností v prostém tlaku než vzorky se šikmou foliací. Podobné chování vrcholové pevnosti u anizotropních nízkoporozitních vzorků je možné najít v publikacích: Hakala et al., 2007; Nasseri et al., 1997; Nasseri et al., 2003; Cho et al., 2012. Pevnost v prostém tlaku roste s rostoucí rychlostí zatěžování (Brace & Jones, 1971; Sano et al., 1981; Okubo et al., 1990). Vzhledem k tomu, že doba zatěžování migmatitových vzorků byla výrazně větší (6 - 8 hodin) než standardně doporučovaná (2 - 15 minut, D7012-10, ASTM, 2010) jsou hodnoty naměřených pevností pravděpodobně o 10 - 15% nižší než při standardních jednoosých zkouškách. Nárůst Youngových deformačních modulů se sklonem foliace je v souladu s pracemi na obdobných horninách (Rawling et al., 2002; Hakala et al., 2007; Kim et al., 2012).

Vzorky se šikmou foliací měly v porovnání se vzorky se subhorizontální a subvertikální foliací vyšší hodnoty napětí při počátku porušování. Rozdíly se ještě zvětší při normalizaci pevnostmi v prostém tlaku, 70 - 75 % PS oproti 35 - 45 % PS. Podle prací Eberhadt et al., (1999); Katz & Reches, (2004); Cai et al., (2004); Nicksiar & Martin, (2013) se σ_{CI} pro homogenní izotropní horniny pohybuje v rozmezí 40 - 60 % PS. Hakala et al., (2007) udává mírně vyšší σ_{CI} (49 % PS) pro vzorky ruly se šikmou foliací oproti těm s foliací vertikální a horizontální (41 % PS). Vyšší hodnoty σ_{CI} stanovené v této práci u vzorků se šikmou foliací mohou souviset s odlišným procesem porušování těchto vzorků, kdy je dominantní skluzový a smykový mechanismus. Extenzní mikrotrhliny, pro které by měla být použitá metoda stanovení σ_{CI} citlivá, nehrají podle analýzy zdrojových typů AE v porušování vzorků se šikmou foliací podstatnou roli.

Počátek nestabilního porušování σ_{CD} je uvažován jako horní limit dlouhodobé pevnosti (Martin & Chandler, 1994). Cai et al. (2004) uvádí pro deset odlišných typů hornin interval σ_{CD} 71 - 100% PS s průměrnou hodnotou 80 %. Xue et al. (2014) uvádějí průměrné hodnoty

σ_{CD} pro magmatické (78 ± 11 %), metamorfované (85 ± 11 %) a sedimentární (73 ± 18 %). Pro testovaný migmatit, spadá σ_{CD} pro všechny orientace vzorků do intervalu 90 - 97 % PS, což je v souladu s prací Hakala et al., (2007), kde autoři stanovili σ_{CD} na obdobném horninovém typu (slídová rula, Olkiluoto, Finsko) v rozsahu 91 - 97% PS.

Obrázek 13 zachycuje makroporušení testovaných vzorků. U vzorků se subvertikální a šikmou foliací jsou plochy porušení paralelní s foliací. Vzorek se sklonem foliace 67° se porušil podle jedné smykové plochy. Vzorek se sklonem 47° vytváří několik smykových ploch. Ve vzorku se subvertikální foliací vzniká několik extenzních makrotrhlin. Ve vzorku se subhorizontální foliací došlo k vývoji smykové plochy porušení napříč foliací. Obdobný charakter makroporušování anizotropních vzorků je uváděn v publikacích Nasseri et al. (1997), Niandou (1997), a Cho et al. (2012).

4.2.2 Mikroporušování - subhorizontální foliace

U vzorků se subhorizontální foliací dochází až do 70 - 80 % PS k zavírání primárních mikrotrhlin, které se projevuje poklesem koeficientu anizotropie způsobeným nárůstem minimální rychlosti ve směru kolmém k foliaci (Petružálek et al, 2007;. Petružálek et al, 2013a). Při napětí 45 % PS začíná mikroporušování, které způsobuje pokles amplitudy prvního nasazení ve směru sklonu foliace (obr. 17a). Vzhledem k anizotropii chování amplitud prvního nasazení v horizontální rovině, dochází ke vzniku extenzních mikrotrhlin paralelních se směrem zatěžování a kolmých ke směru sklonu foliace. Toto chování je pravděpodobně způsobeno tím, že v rovině foliace i přes nízký sklon dochází ke skluzu a smyku v bazálních plochách biotitu nebo v místě primárních mikrotrhlin. Od 70 - 95 % PS dochází vlivem narůstajícího mikroporušení k nárůstu a změně orientace rychlostní anizotropie. Minimální rychlost se ze směru kolmého k foliaci orientuje do směru kolmého k budoucí ploše porušení (Petružálek et al., 2007;. Petružálek et al., 2013a). Exponenciální nárůst aktivity AE na 90 % PS dokumentuje přechod k nestabilnímu porušování. Při 94 % PS dochází k nukleaci plochy konečného porušení, jevy AE se začínají shlukovat v limitovaném objemu (Petružálek et al., 2013a) a dochází ke změně režimu z extenzního na smykové mikroporušování (obr. 18a). Vzniklá makrotrhlina jde napříč foliací, ale má stejný směr sklonu jako foliace (obr. 13).

4.2.3 Mikroporušování - šikmá foliace

U vzorků se šikmou foliací nedochází v průběhu jejich zatěžování ke změně velikosti ani orientace rychlostní anizotropie (obr. 9c, Petružálek et al., 2007). Dominance neextenzních jevů AE (obr. 18c,d) spolu s minimálními změnami amplitud prvního nasazení naznačují, že v tomto případě extenzní mikrotrhliny paralelní se směrem zatěžování nehrají v procesu porušování významnou roli. K počátku mikroporušování dochází až při 70 % PS. Nízká aktivita AE oproti vzorkům se subvertikální a subhorizontální foliací naznačuje, že skluz v rovině foliace je významnou složkou porušení vzorku. K nestabilnímu mikroporušování dochází při 90 - 95 % PS. Nukleace plochy porušení (95 - 97 % PS) je spojena s nárůstem počtu jevů AE s kompresním typem zdroje. Smykové plochy porušení leží v rovině plochy foliace (obr. 13).

4.2.4 Mikroporušování - subvertikální foliace

U vzorků se subvertikálním sklonem foliace nedochází ke změně směru minimální rychlosti a po celou dobu zatěžování je v subhorizontálním směru kolmá k rovině foliace (Petružálek et al., 2007). K poklesu amplitud prvního nasazení, který představuje počátek mikroporušování, dochází při 35 % PS (obr. 17b). Anizotropní chování amplitud prvního nasazení je způsobeno dominancí extenzních mikrotrhlin v rovině foliace paralelních se směrem zatěžování. K nestabilnímu porušování dochází při napětí 90 % PS, kdy začíná exponenciálně narůstat aktivita AE. Je překvapivé, že při napětích menších než práh nestabilního mikroporušování je četnost extenzních a smykových jevů na stejné úrovni (obr. 18b). Možným vysvětlením může být již existující primární systém mikrotrhlin s optimální orientací vzhledem ke směru působícího osového napětí. Není tedy potřeba vzniku velkého množství extenzních mikrotrhlin k tomu, aby docházelo k jejich interakci. K interakci extenzních mikrotrhlin může pomáhat vznik smykových mikrotrhlin, které je propojují a umožňují jejich rozšiřování a šíření. Po překročení 90 % PS, dochází k nukleaci plochy konečného porušení doprovázené změnou režimu mikroporušování, která se projevuje nárůstem četnosti netenzních jevů AE (obr. 18b). Vzorek se porušuje vznikem několika extenzních makrotrhlin v rovině foliace (obr. 13).

5. Závěry

V průběhu řešení dizertační práce byly testovány a vyvíjeny metody zpracování dat ultrazvukového prozařování a akustické emise zejména s ohledem na interpretaci procesu porušování anizotropních nízkoporozitních hornin.

V rámci řešení dizertační práce bylo vyvinuto kompletní programové vybavení umožňující zpracování a interpretaci dat ultrazvukového prozařování a akustické emise.

Vyvinutý picker využívající funkce STA/LTA, její derivace a geometrie měřící sítě pro stanovení odečtu prvního nasazení je v současnosti používán při zpracování dat ultrazvukového prozařování kulových vzorků. Pro odečty prvního nasazení signálů akustické emise se ukázal jako nejvhodnější modifikovaný AIC picker, který dává předpoklad pro úspěšnou lokalizaci v 60 % jevů AE silnějších než 40 dB.

Byla vyvinuta nová metoda pro stanovení rychlostní anizotropie z dat ultrazvukového prozařování pomocí sítě snímačů určené k monitorování akustické emise. Základem této metody je aproximace rychlostních vektorů trojosým elipsoidem. Rychlostní elipsoid byl úspěšně použitý pro interpretaci změn rychlostní anizotropie vzhledem k procesu porušování a zároveň jako anizotropní rychlostní model pro lokalizaci jevů akustické emise.

Pro stanovení počátku porušování je v této práci uvedená metoda využívající amplitudy prvního nasazení ultrazvukového prozařování. Počátek porušování je stanoven na základě prvního amplitudového poklesu měřeného v horizontální rovině ve směru sklonu konečné plochy porušení.

Intepretací dat ultrazvukového prozařování a akustické emise byly zjištěny odlišné mechanizmy mikroporušování v závislosti na vzájemné orientaci působícího napětí a horninové struktury.

V případě vzorků se subhorizontální foliací jsou až do nukleace plochy porušení dominantní tenzní mikrotrhliny paralelní se směrem zatěžování a kolmé ke směru sklonu foliace. Preferenční orientace tenzních mikrotrhlin je způsobena skluzem a smykem v rovině foliace.

Vzorky s šikmou foliací ukazují dominanci netenzních jevů. K porušení vzorku dochází kombinací smyku a skluzu ve foliačních plochách. S narůstajícím sklonem roste význam skluzu.

U vzorků se subvertikální foliací mají tenzní a smykové jevy rovnocenný význam až do nukleace plochy porušení. Toto chování je pravděpodobně způsobeno existencí primárního systému mikrotrhlin, který je paralelní s foliací.

6. Seznam citované literatury

Akaike, H. (1976). An information criterion (AIC). *Math Sci*, *14*(153), 5-9.

Aki K, Richards P (1980) Quantitative Seismology Theory and Methods. Vol. 2, Freeman WH and Company, New York

Allen, R. (1982). Automatic phase pickers: Their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *72*(6B), S225–242.

Amadei, B. (1996, April). Importance of anisotropy when estimating and measuring in situ stresses in rock. In *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts* (Vol. 33, No. 3, pp. 293-325). Pergamon.

Anderson, D. L., Minster, B., & Cole, D. (1974). The effect of oriented cracks on seismic velocities. *Journal of Geophysical Research*, *79*(26), 4011-4015.

Andersson, J.C., Martin, C.D., 2009. The äspö pillar stability experiment: part I—experiment design. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 46 (5), 865–878.

A. S. T. M. (2010). D7012–10 (2010) Standard test method for compressive strength and elastic moduli of intact rock core specimens under varying states of stress and temperatures. *Annual Book of ASTM Standards, American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, PA*.

Barton, N. (2007). *Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy*. Taylor a Francis, UK a Netherlands, 729p

Batzle, M. L., Simmons, G., & Siegfried, R. W. (1980). Microcrack closure in rocks under stress: direct observation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *85*(B12), 7072-7090.

Brace, W. F., Paulding, B. W., & Scholz, C. H. (1966). Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, *71*(16), 3939-3953.

Brace, W. F., & Jones, A. H. (1971). Comparison of uniaxial deformation in shock and static loading of three rocks. *Journal of Geophysical Research*, *76*(20), 4913-4921.

Bieniawski, Z. T. (1967, October). Mechanism of brittle fracture of rock: part I—theory of the fracture process. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 4, No. 4, pp. 395-406). Pergamon.

Blaheta, R., Byczanski, P., Šňupárek, R., & Hájek, A. (2007). Geomechanical problems of an underground storage of spent nuclear fuel and their mathematic modelling. *ACTA MONTANISTICA SLOVACA*, *12*, 140-146.

Bormann P (ed) (2002) New Manual of Seismological Observatory Practice. Vol.1 & 2 GeoForschungsZentrum Potsdam

Cai, M., Kaiser, P. K., Tasaka, Y., Maejima, T., Morioka, H., & Minami, M. (2004). Generalized crack initiation and crack damage stress thresholds of brittle rock masses near underground excavations. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *41*(5), 833-847.

Cho, J. W., Kim, H., Jeon, S., & Min, K. B. (2012). Deformation and strength anisotropy of Asan gneiss, Boryeong shale, and Yeoncheon schist.*International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *50*, 158-169.

Damjanac, B., Fairhurst, C., 2010. Evidence for a long-term strength threshold in crystalline rock. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 1–19.

Diederichs, M.S., 2007. The 2003 Canadian Geotechnical Colloquium: mechanistic interpretation and practical application of damage and spalling prediction criteria for deep tunneling. *Canadian Geotechnical Journal* 44, 1082–1116.

Eberhardt, E., Stead, D., Stimpson, B., & Read, R. S. (1998). Identifying crack initiation and propagation thresholds in brittle rock. *Canadian Geotechnical Journal*, *35*(2), 222-233.

Eberhardt, E., Stead, D., & Stimpson, B. (1999). Quantifying progressive pre-peak brittle fracture damage in rock during uniaxial compression. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *36*(3), 361-380.

Eberhardt, E., Stimpson, B., & Stead, D. (1999). Effects of grain size on the initiation and propagation thresholds of stress-induced brittle fractures. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, *32*(2), 81-99

Fortin, J., Stanchits, S., Dresen, G., & Guéguen, Y. (2006). Acoustic emission and velocities associated with the formation of compaction bands in sandstone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *111*(B10).

Grosse, C. U., & Ohtsu, M. (2008). *Acoustic emission testing*. Springer Science & Business Media.

Gurpinar, A., & Serva, L. (1995). *Site safety progress review of spent fuel central interim storage facility. Final report*. International Atomic Energy Agency, Vienna (Austria). Div. of Technical Co-operation Programmes.

Hakala, M., Kuula, H., & Hudson, J. A. (2007). Estimating the transversely isotropic elastic intact rock properties for in situ stress measurement data reduction: a case study of the Olkiluoto mica gneiss, Finland. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *44*(1), 14-46

Chlupáč, I., Štorch, P. (1992) Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. *Čas. Mineral. Geol*., 37, 4, 258-275.

ISRM (2007). *The complete ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitoring: 1974-2006*. International Society for Rock Mechanics, Commission on Testing Methods, 2007.

Katz, O., & Reches, Z. E. (2004). Microfracturing, damage, and failure of brittle granites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *109*(B1).

Kern, H., Liu, B., & Popp, T. (1997). Relationship between anisotropy of P and S wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *102*(B2), 3051-3065.

Kern, H., Ivankina, T. I., Nikitin, A. N., Lokajíček, T., & Pros, Z. (2008). The effect of oriented microcracks and crystallographic and shape preferred orientation on bulk elastic anisotropy of a foliated biotite gneiss from Outokumpu. *Tectonophysics*, *457*(3), 143-149.

Kim, H., Cho, J. W., Song, I., & Min, K. B. (2012). Anisotropy of elastic moduli, P-wave velocities, and thermal conductivities of Asan Gneiss, Boryeong Shale, and Yeoncheon Schist in Korea. *Engineering Geology*, *147*, 68-77.

Klíma, K. (1973): The computation of the elastic constants of an anisotropic medium from the velocities of body waves. Studia geoph. et geod., 17, 115 – 122.

Kwasniewski M. (2007). Mechanical behavior of rocks under true triaxial compression conditions – volumetric strain and dilatancy. *Archives of Mining Sciences*, *52*(3), 409–435

Kranz, R. L. (1979, February). Crack growth and development during creep of Barre granite. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 16, No. 1, pp. 23-35). Pergamon.

Lajtai, E.Z., 1974. Brittle fracture in compression. *International Journal of Fracture* 10 (4), 525–536.

Lei, X., Nishizawa, O., Kusunose, K., & Satoh, T. (1992). Fractal structure of the hypocenter distributions and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granites of different grain sizes. *Journal of Physics of the Earth*, *40*(6), 617-634

Lei, X., Kusunose, K., Rao, M. V. M. S., Nishizawa, O., & Satoh, T. (2000). Quasi-static fault growth and cracking in homogeneous brittle rock under triaxial compression using acoustic emission monitoring. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *105*(B3), 6127-6139.

Lei, X., Masuda, K., Nishizawa, O., Jouniaux, L., Liu, L., Ma, W., & Kusunose, K. (2004). Detailed analysis of acoustic emission activity during catastrophic fracture of faults in rock. *Journal of Structural Geology*, *26*(2), 247-258

Lo, T. W., Coyner, K. B., & Toksöz, M. N. (1986). Experimental determination of elastic anisotropy of Berea sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite. *Geophysics*, *51*(1), 164-171.

Lockner, D. A., Walsh, J. B., & Byerlee, J. D. (1977). Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite. *Journal of Geophysical Research*, *82*(33), 5374-5378.

Lockner, D. (1993, December). The role of acoustic emission in the study of rock fracture. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 30, No. 7, pp. 883-899). Pergamon.

Lokajícek, T., Klíma, K.: A first arrival identification system of acoustic emission (AE) signals by means of a high-order statistics approach. *Measurement Science and Technology, Vol. 17, No. 9, 2006, p. 2461-2466*.

Lokajíček, T., Šťastná, A., Petružálek, M., Šachlová, Š., Svitek, T. & Přikryl,. R. (2015). Quasi-continuous ultrasonic sounding and changes of ultrasonic signal characteristics as a sensitive tool for the evaluation of ongoing microstructural changes of experimental mortar bars tested for their ASR potential. *Manuskript v recenzním řízení časopisu Ultrasonic*.

Martin, C. D., & Chandler, N. A. (1994, December). The progressive fracture of Lac du Bonnet granite. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 31, No. 6, pp. 643-659). Pergamon.

Masuda, K., Mizutani, H., & Yamada, I. (1987). Experimental study of strain-rate dependence and pressure dependence of failure properties of granite. *Journal of Physics of the Earth*, *35*(1), 37-66.

Meju, M.A.: 1994, Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. 296.

Molyneux, J. B., & Schmitt, D. R. (1999). First-break timing: Arrival onset times by direct correlation. *Geophysics*, *64*(5), 1492-1501.

Moore, D. E., & Lockner, D. A. (1995). The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite. *Journal of Structural Geology*, *17*(1), 95-114.

Nasseri, M. H., Rao, K. S., & Ramamurthy, T. (1997). Failure mechanism in schistose rocks. I*nternational Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *34*(3), 219-e1.

Nasseri, M. H. B., Rao, K. S., & Ramamurthy, T. (2003). Anisotropic strength and deformational behavior of Himalayan schists. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *40*(1), 3-23.

Niandou, H., Shao, J. F., Henry, J. P., & Fourmaintraux, D. (1997). Laboratory investigation of the mechanical behaviour of Tournemire shale. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *34*(1), 3-16.

Nicksiar, M., & Martin, C. D. (2012). Evaluation of methods for determining crack initiation in compression tests on low-porosity rocks. *Rock mechanics and rock engineering*, *45*(4), 607-617.

Nicksiar, M., & Martin, C. D. (2013). Crack initiation stress in low porosity crystalline and sedimentary rocks. *Engineering Geology*, *154*, 64-76.

Nur, A., & Simmons, G. (1969). Stress-induced velocity anisotropy in rock: An experimental study. *Journal of Geophysical Research*, *74*(27), 6667-6674.

Okubo, S., Nishimatsu, Y. H. E. C., & He, C. (1990, December). Loading rate dependence of class II rock behaviour in uniaxial and triaxial compression tests—an application of a proposed new control method. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 27, No. 6, pp. 559-562). Pergamon.

Petružálek, M., Vilhelm, J., Lokajíček, T., & Rudajev, V. (2007). Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid. *Acta Geodynam. Geomater*, *147*, 23-31.

Petružálek, M., Lokajíček, T., Rudajev, V., & Vilhelm, J. (2008). Lokalizace jevů akustické emise v anizotropním prostředí. . *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada stavební*, č. 2 - 2008, ročník VIII., 213-222.

Petružálek, M., Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013a). Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *60*, 208-216

Petružálek, M., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013b). The Anisotropy of Ultrasonic Waves Velocity and Attenuation of Migmatite Samples Under Uniaxial Loading. In *47th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*. American Rock Mechanics Association.

Petružálek, M., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2015a). Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci., manuskript v recenzním řízení*.

Petruzalek, M., Lokajicek, T. and Svitek, T. (2015b). Acoustic emission monitoring of fracturing proces of migmatite samples, ISRM Congress 2015 Proceedings - Int'l Symposium on Rock Mechanics, May 10-13 2015, Montréal, Canada

Petruzalek, M., Sosna, K., Franek, J., Lokajicek, T. & Zaruba, J. (2015c). Microcracking and stress - strain response of thermally loaded granitic rock: in situ and laboratory experiments. In *EUROCK 2015 & 64th Geomechanics Colloquium. Schubert (ed)*.

Pros, Z., & Babuška, V. (1968). An apparatus for investigating the elastic anisotropy on spherical rock samples. *Studia Geophysica et Geodaetica*, *12*(2), 192-198.

Pros Z., Lokajíček T., Klíma K. (1998): Laboratory approach to the study of elastic anisotropy on rock samples. Pure and applied geophysics, 151, 619–629.

Přikryl, R. (2001). Some microstructural aspects of strength variation in rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *38*(5), 671-682.

Přikryl, R., Lokajíček, T., Pros, Z., & Klíma, K. (2007). Fabric symmetry of low anisotropic rocks inferred from ultrasonic sounding: Implications for the geomechanical models. *Tectonophysics*, *431*(1), 83-96.

Rao, M. V. M. S., & Kusunose, K. (1995). Failure zone development in andesite as observed from acoustic emission locations and velocity changes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *88*(2), 131-143.

Rawling, G. C., Baud, P., & Wong, T. F. (2002). Dilatancy, brittle strength, and anisotropy of foliated rocks: Experimental deformation and micromechanical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *107*(B10), ETG-8

Sano, O., Ito, I., & Terada, M. (1981). Influence of strain rate on dilatancy and strength of Oshima granite under uniaxial compression. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *86*(B10), 9299-9311.

Sano, O., Kudo, Y., & Mizuta, Y. (1992). Experimental determination of elastic constants of Oshima granite, Barre granite, and Chelmsford granite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *97*(B3), 3367-3379.

Sayers, C. M. (1988). Inversion of ultrasonic wave velocity measurements to obtain the microcrack orientation distribution function in rocks. *Ultrasonics*, *26*(2), 73-77.

Sayers, C. M., & Kachanov, M. (1995). Microcrack-induced elastic wave anisotropy of brittle rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *100*(B3), 4149-4156.

Sedlak, P., Hirose, Y., Khan, S. A., Enoki, M., & Sikula, J. (2009). New automatic localization technique of acoustic emission signals in thin metal plates. *Ultrasonics*, *49*(2), 254-262

Senseny, P. E. (1987). Deformation measurements in rock mechanics using direct-contact extensometers. In *Proc. Fourth Annual Hostile Environments and High Temperature Measurements Conf.* (pp. 94-99). Society for Experimental Mechanics.

Shea Jr, W. T., & Kronenberg, A. K. (1993). Strength and anisotropy of foliated rocks with varied mica contents. *Journal of Structural Geology*, *15*(9), 1097-1121

Shearer P (1999) Introduction to Seismology. Cambridge University Press

Siegesmund, S., Kern, H., & Vollbrecht, A. (1991). The effect of oriented microcracks on seismic velocities in an ultramylonite. *Tectonophysics*, *186*(3), 241-251.

Singh, M., Rao, K. S., & Ramamurthy, T. (2002). Strength and deformational behaviour of a jointed rock mass. *Rock Mechanics and Rock Engineering*,*35*(1), 45-64.

Soga, N., Mizutani, H., Spetzler, H., & Martin, R. J. (1978). The effect of dilatancy on velocity anisotropy in Westerly granite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *83*(B9), 4451-4458.

Song, I., Suh, M., Woo, Y. K., & Hao, T. (2004). Determination of the elastic modulus set of foliated rocks from ultrasonic velocity measurements. *Engineering Geology*, *72*(3), 293-308.

Svitek T. (2008). Analýza signálů akustické emise a ultrazvukového prozařování zatěžovaných horninových vzorků. *Diplomová práce, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha,* 62 pp

Svitek, T., Rudajev, V., & Petružalek, M. (2010). Determination of P–wave arrival time of acoustic events. *Acta Montan. Slov.*, 15(2), 145–151.

Svitek, T., Vavryčuk, V., Lokajíček, T., & Petružálek, M. (2014). Determination of elastic anisotropy of rocks from P-and S-wave velocities: numerical modelling and lab measurements. *Geophysical Journal International*, *199*(3), 1682-1697.

Stanchits, S. A., Lockner, D. A., & Ponomarev, A. V. (2003). Anisotropic changes in P-wave velocity and attenuation during deformation and fluid infiltration of granite. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *93*(4), 1803-1822.

Stanchits, S., Vinciguerra, S., & Dresen, G. (2006). Ultrasonic velocities, acoustic emission characteristics and crack damage of basalt and granite. *pure and applied geophysics*, *163*(5-6), 975-994

Stanchits, S., Shapiro, S. & Dresen, G. (2008). Fracturing of Brittle and Porous Rock by Fluid Injection. *Proceedings of the 31st general assembly of the European seismological commission (ESC).*

Takemura, T., Golshani, A., Oda, M., & Suzuki, K. (2003). Preferred orientations of open microcracks in granite and their relation with anisotropic elasticity. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *40*(4), 443-454.

Tandon, R. S., & Gupta, V. (2013). The control of mineral constituents and textural characteristics on the petrophysical & mechanical (PM) properties of different rocks of the Himalaya. *Engineering Geology*, *153*, 125-143.

Tapponnier, P., & Brace, W. F. (1976, April). Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 13, No. 4, pp. 103-112). Pergamon

Thompson, B. D., Young, R. P., & Lockner, D. A. (2006). Fracture in Westerly granite under AE feedback and constant strain rate loading: nucleation, quasi-static propagation, and the transition to unstable fracture propagation. In *Rock Damage and Fluid Transport, Part I* (pp. 995-1019). Birkhäuser Basel.

Todd, T. P. (1973). Effect of cracks on elastic properties of low porosity rocks (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).

Tuğrul, A., & Zarif, I. H. (1999). Correlation of mineralogical and textural characteristics with engineering properties of selected granitic rocks from Turkey. *Engineering Geology*, *51*(4), 303-317.

Vydra J., Rudajevová A., Živor R., Košťák B. (1997): *Závěrečná zpráva o laboratorních a polních zkouškách na lokalitě Skalka*, pp 78

Walsh, J. B., & Brace, W. F. (1984). The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 89(B11), 9425-9431.

Wong, T. F. (1982, April). Micromechanics of faulting in Westerly granite. In *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts* (Vol. 19, No. 2, pp. 49-64). Pergamon.

Xue, L., Qin, S., Sun, Q., Wang, Y., Lee, L. M., & Li, W. (2014). A study on crack damage stress thresholds of different rock types based on uniaxial compression tests. *Rock mechanics and rock engineering*, *47*(4), 1183-1195.

Yanagidani, T., Ehara, S., Nishizawa, O., Kusunose, K., & Terada, M. (1985). Localization of dilatancy in Ohshima granite under constant uniaxial stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *90*(B8), 6840-6858.

Yukutake, H. (1989). Fracturing process of granite inferred from measurements of spatial and temporal variations in velocity during triaxial deformations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *94*(B11), 15639-15651.

Zang, A., Wagner, F. C., Stanchits, S., Dresen, G., Andresen, R., & Haidekker, M. A. (1998). Source analysis of acoustic emissions in Aue granite cores under symmetric and asymmetric compressive loads. *Geophysical Journal International*, *135*(3), 1113-1130

Zang, A., Yoon, J. S., Stephansson, O., & Heidbach, O. (2013). Fatigue hydraulic fracturing by cyclic reservoir treatment enhances permeability and reduces induced seismicity. *Geophysical Journal International*, ggt301

Zhao, X.G., Wang, J. and Ma, L.K. (2015). A new approach to identify crack initiation stress of crystalline rocks under uniaxial compression condition, ISRM Congress 2015, Proceedings - Int'l Symposium on Rock Mechanics, May 10-13 2015, Montréal, Canada.

7. Přílohy

Příloha 1

- prohlášení spoluautorů upřesňující autorský podíl na jednotlivých publikacích

Svitek, T., Rudajev, V., & **Petružalek, M.** (2010). Determination of P–wave arrival time of acoustic events. *Acta Montan. Slov.*, 15(2), 145–151.

autorský podíl (M. Petružálek): 10 %

.....

Mgr. Tomáš Svitek

Petružálek, M., Vilhelm, J., Lokajíček, T., & Rudajev, V. (2007). Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid. *Acta Geodynam. Geomater*, 147, 23-31.

autorský podíl (M. Petružálek): 60 %

.....

Ing. Tomáš Lokajíček, CSc.

Petružálek, M., Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013a). Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci.*, *60*, 208–216.

autorský podíl (M. Petružálek): 60 %

.....

Ing. Tomáš Lokajíček, CSc.

Petružálek, M., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2015a). Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci.*, v recenzním řízení.

autorský podíl (M. Petružálek): 80 %

.....

Ing. Tomáš Lokajíček, CSc.

Příloha 2

Publikace 1

Svitek, T., Rudajev, V., & **Petružalek, M.** (2010). Determination of P–wave arrival time of acoustic events. *Acta Montan. Slov.*, 15(2), 145–151.

Determination of P – wave arrival time of acoustic events

Tomáš Svitek[1], Vladimír Rudajev[2] and Matěj Petružálek[3]

The new approach to the P-wave arrival time determination based on acoustic emission data from loading experiments is tested. The algorithm used in this paper is built on the STA/LTA function computed by a convolution that speeds up the computation process very much. The picking process makes use of shifting of temporary onset until certain conditions are fulfill and as a main decision criterion on the threshold exceeding of the STA/LTA derivation function is used. The P-wave onset time is determined in a selected interval that corresponds to the theoretical propagation of elastic wave in the rock sample. Results obtained by our algorithm were correlated with data acquired manually and a high order statistic software as well.

Key words: *Onset detection, Automatic picker, Acoustic emission, Loading experiments, STA/LTA*

Introduction

The evaluation of stability of underground engineering structures is one of significant tasks of geomechanics. For the development and verification of effective methods of assessing the deformation characteristics, it is advisable to carry out their research under laboratory conditions, which enable us to simulate the process of stress state growth up to the level of their own strength. As to the rocks, representing a heterogeneous discontinuous medium with primary cracks and places of different mechanical strength, the distribution of the stress field is inhomogeneous with higher local values especially in the vicinity of so-called "stress concentrators". During the loading of rock specimens, the local strength will be exceeded in these places and brittle ruptures will be created, which leads to the elastic wave emission. These points of brittle ruptures are sources (foci) of elastic wave radiation ranging from acoustic to ultrasonic frequencies. Events like these are referred to as the "acoustic emission" (AE). The observation of the acoustic emission process is based on the monitoring via a geophone net, located on the surface of the studied rock specimen. The location of acoustic foci and the monitoring of their migration during loading until a final destruction of the rock specimen provides a significant information about foci clustering within the areas of predisposed places of future final rupture. Acoustic emissions and the location of their foci was studied by Lockner (1993), Lockner and Byerlee (1977), Vilhelm et al. (2008), Veverka J., Rudajev V. (2004). The accuracy of the location depends on the knowledge of the velocity model as well as on the accuracy of determining the P – wave onset time. Therefore, the accuracy of determining the time of the onset is very important and often poses a difficult problem.

This paper is concerned with the determination of the time of the first arrivals of P – waves important for localizing acoustic events occurring during the rock specimens loading. This topic is also involved in many publications, based on different principles. The methods most frequently used for the P – wave time determination are, for example: the STA/LTA ratio (short-term average/long-term average) by Allen, R. (1982), Baer, M., Kradolfer, U. (1987), SNR (signal-to-noise ratio) by Zuolin Chen (2005), HOS (high - order statistics) by Lokajicek, T., Klima, K. (2006), and the AIC criterion (Akaike Information Criterion) by Sedlak et al. (2009).

Background of the Pick – Tester (PT) Method

In general, it always stands good that signal is transformed to a characteristic function (CF) which creates the signal envelope. The time of the first arrival is then determined on this envelope by using specified criteria.

The procedure presented in this paper is based on the STA/LTA principle (Allen, 1982). The characteristic function is computed using the following equation

[1] *Mgr. Tomáš Svitek*, Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 128 43 Praha 2 also Institute of Geology Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6 - Lysolaje, Czech Republic, svitek@gli.cas.cz

[2] *RNDr. Vladimír Rudajev DrSc.*, Institute of Geology Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6 - Lysolaje, Czech Republic

[3] *Mgr. Matěj Petružálek*, Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 128 43 Praha 2 also Institute of Geology Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6 - Lysolaje, Czech Republic

(Review and revised version 20. 10. 2010)

$$CF(i) = y(i)^2 + K\left(y(i) - y(i-1)\right)^2$$

where y is the input signal and the second part of the equation is its derivative. K is the weight constant, which reflects the sampling frequency and the noise characteristic of the seismic receiver,

$$K(i) = \frac{\sum_{i=1}^{n} |y(i)|}{\sum_{i=1}^{n} |y(i) - y(i-1)|} \quad ,$$

where *n* is the number of signal samples. The STA/LTA ratio was chosen as the detector. It is the average of the CF amplitude in the short- (long-) time window. The calculation of the real STA and LTA values then yields an average of the values of the characteristic function in a time window of a certain length. These windows have shifted subsequently along the characteristic function. For this operation, it is necessary to use cyclic algorithms repeated depending on the quantity of the data (number of traces), when the first arrival time is determined. All algorithms were realized in the Matlab software. Therefore, this software is not optimized for using cyclic operations; the convolution was used for computing the STA and LTA functions.

The convolution is defined by the equation $y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} s_1(t-\tau)s_2(\tau)d\tau$ and is noted as $y(t) = s_1(t) * s_2(t)$, where s_1 is the rectangular signal with the length STA or LTA and s_2 is the acoustic (ultrasonic) signal. The signal s_2 is a discrete series of numbers and the convolution equation can then be expressed in the following form; $y(k) = \sum_j s_1(k-j)s_2(j)$; $k - j > 0$. Replacing the cyclic algorithms by the convolution accelerates the calculation. Consequently, the criteria for determining the times of the first arrivals enter the computation process. Figure 1 shows a simplified block diagram of particular steps of this process.

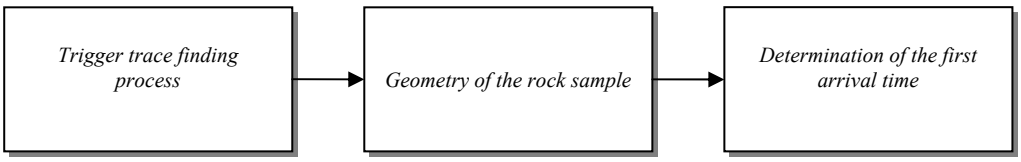


Fig. 1. Block diagram of the arrival time assessment.

During our loading experiments, the acoustic emission data were recorded by an 8-channel piezoceramic system. For this reason, the first step of the computation process is to find the trace on which the acoustic event was first registered. Based on this fact, it is possible to apply considerations of rock specimen geometry and then to determine the P–wave time arrival. The whole process is based on the values and shape of the STA/LTA ratio function, whereas the length of the LTA window is 100 points (10 μs) and the length of the STA window is 10 points (1 μs).

In the following, the criteria of determining the arrival time will be described in a more detail.

Step 1 – STA/LTA level determination

The first step is the dynamical determination of the STA/LTA level. When this level is exceeded, the raw arrival time is assessed. For this purpose the median of the maxima of all eight traces is computed. The STA/LTA level is then established as 15 % of the median value. Two extreme cases can occur:

Strong event – The STA/LTA level is higher than the smallest maximum of any STA/LTA function. In this case the decision level is established as the smallest value of maxima of the STA/LTA function.

Weak event – The STA/LTA level of 15 % of the median is not high enough so that the decision level is established by a predefined empirical value.

The value of the level then reflects the magnitude of the registered AE event.

Step 2 – STA/LTA derivation and its peaks

In this step, the STA/LTA function is derived (hereinafter called "Derivation") and its maximum is determined again. Consequently, the level of the Derivation is determined for every trace. In this case, the decision level is established as 1/3 of the Derivation maximum.

Step 3 – P – wave pick allocated to the main or local maximum of Derivation

Points whose amplitudes of the STA/LTA and Derivation functions exceed their levels determine the peaks which indicate a certain increase of the signal.

Next in the process, only the peaks of the Derivation whose maxima are higher than or equal to a half of the main maximum are considered. According to the number of peaks which satisfy this criterion, the following cases can be identified:

a. Only one peak found; raw P – wave pick is placed to the point of Derivation maximum,
b. More than one peak found and at once STA/LTA ratio in the place of the local maximum of previous peak is higher or equal to STA/LTA level and at once distance between last two peaks is shorter than 100 samples (10 μs); raw P – wave pick is placed to the point of the local Derivation maximum of the previous peak (Fig. 2c),
c. None of the previous cases applies; raw P – wave pick is placed to the point of the main Derivation maximum.

Using this procedure we assessed the raw P – wave picks, which are placed to a certain Derivative maximum.

Step 4 – Trigger trace determination

All these steps (Steps 1 – 3) lead up to the best possible determination of the trace, where the signal was recorded as the first, so-called, trigger trace. Once the trigger trace is known, the parameters of the specimen geometry can be applied in the computation.

Step 5 – Determination of the theoretical signal propagation time in the rock specimen

With a view to the mutual distance of sensors, we can compute the theoretical propagation time of elastic waves in the rock specimen and determine the travel-time limits, in which the signal has to reach the sensor. Using the 8-channel system, we obtain 28 mutual sensor distances from the following equation:

$$r_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + (z_i - z_j)^2} \quad , i = j = 1 \ldots 8,\ i \neq j,$$

We then compute the theoretical time of propagation from the reference (trigger) sensor (S_R) to the other sensors (S_i) using the equation $t_{S_R S_k} = \frac{r_{Ri}}{v}$, $i=1, 2,\ldots 7,$ where $t_{SRSK} = t_{SR} - t_{SK}$ and v is the P – wave velocity in the rock specimen. This formula is, in general, valid in an isotropic medium. Hence, since most rocks are more or less anisotropic, the previous formula needs to be modified with respect to the real value of rock anisotropy. The problem of anisotropy is discussed in more detail for example in Petružálek et al. 2007. With regard to the anisotropy, we can express the previous equation in the following form:

$$t_{S_R S_k} = \frac{r_{Ri}}{v} P$$

where P is the parameter of the anisotropic velocity ellipsoid represented by a 3 x 3 matrix of semi-axis vectors of this ellipsoid. We thus obtain the theoretical propagation times for every sensor and can determine the time interval (Fig. 2c - red part of STA/LTA) on every trace, for which the relation $t_{S_k} < \left(t_{S_R S_k} + t_{S_R}\right) \cdot 1{,}2$, where t_{Sk} is the time measured at the *k-th* sensor and t_{SR} is the arrival time at the reference sensor, is valid. The lower value of the time interval is limited by the arrival time on the trigger trace. The real time of the signal has to be looked for in the interval defined by these rules. Of course, we need to know the velocity model of the specimen under examination perfectly. This model is obtained from the ultrasound radiation. During the loading, the parameters of the velocity model can vary; hence the coefficient 1.2 was applied in the previous relation. This coefficient was determined empirically.

Step 6 – Possible pick shift

In this part of the algorithm, the shape of the STA/LTA function will be analyzed and the pick can be possibly shifted to the previous peak. This step is applied in situations when the signal is rising very slightly. If this situation occurs, it is possible that the main Derivation maximum is not at the first peak but on any following peak of STA/LTA. If any peak of STA/LTA exists before the point of the Derivation maximum, and the mutual distance of these two peaks is less than 25 samples (2.5 μs), it is recognized by the procedure in this step and the pick is shifted to the previous STA/LTA peak (Fig. 2c). Repeating of this shifting procedure depends on the number of relevant STA/LTA peaks.

Steps 7 – Final pick determination

In the last step, we analyze the shape of the real signal in the vicinity of the temporary raw pick and, if necessary, the pick is again shifted to one of the characteristic points of the signal (maximum, minimum or plateau) and the final P – wave arrival time is determined.

Figure 2 shows the individual steps of the algorithm mentioned above for a better understanding.

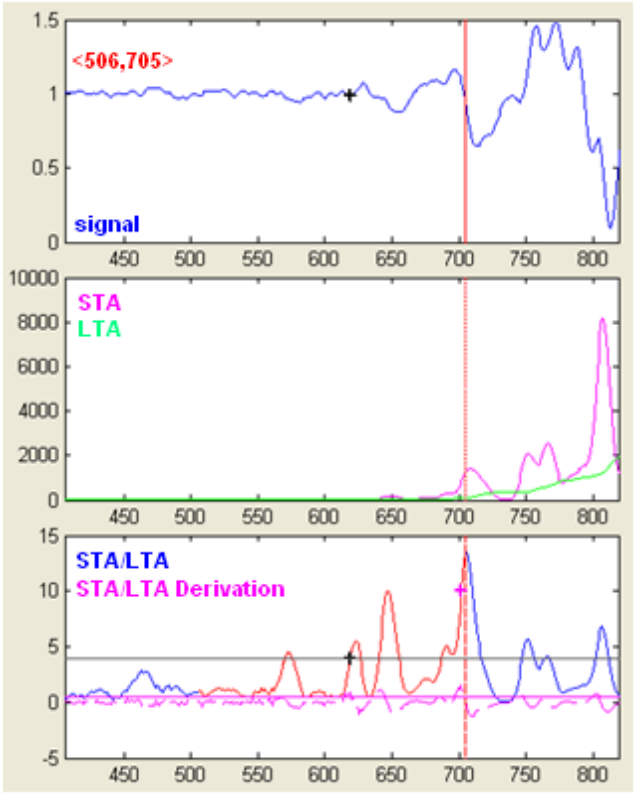


Fig. 2 Procedure explanation (A – recorded signal, B – STA and LTA functions, C – STA/LTA and its Derivation; x-axis units [samples]

- Grey horizontal line – STA/LTA level calculated according to the Step 1 (Fig. 2c)
- Purple horizontal line - Derivation level calculated according to the Step 2 (Fig. 2c)
- According to the Derivation function we find the raw P – wave pick whereas we assume that the arrival time does not occur after the main Derivation maximum (purple cross) calculated according to the Step 3 (Fig. 2c).
- Red part of STA/LTA calculated according to the Step 5 (Fig. 2c)
- The figure indicates that the Derivation maximum (purple cross) is the incorrect determination of the arrival time. For this reason, the shape of the STA/LTA function is analyzed (Step 6). This function has larger peaks in comparison with the Derivation function. As peaks of the STA/LTA function, we consider only peaks whose amplitudes are higher than the estimated STA/LTA level (grey line). If the distance between two neighboring peaks is less than 25 samples (2,5 μs), the P – wave pick shifts to the place where the previous peak crosses the STA/LTA level;
- Black cross calculated according to the Step 7

Results and discussion

The algorithm of Pick-Tester (PT) program is tested on a data file, obtained during the loading of a migmatite rock specimen. The 950 AE events (7600 traces) were chosen from the data recorded during this experiment. The P- wave arrival times were manually picked from these traces. These data served as a model data file to develop the algorithm for the automated arrival time determination in the PT program.

The P – wave arrival time difference is the main criterion for the resultant evaluation. The quality of the picks will be evaluated by comparing the times manually determined by a human operator. We assume these picks to be correct. Another criterion is a comparison with times obtained using the HOS method (Lokajíček, Klíma, 2006). The correctness of the picks determination is reflected in the location residuum of the individual AE events.

In the following figure 3, one can see a general view of the user interface of the Pick-Tester program. This figure shows the comparison of P – wave arrival times determined by different methods. In the main graph (left side), there are 8 records of one AE event. The manual pick on each signal is marked in the red color, the HOS pick in blue and the PT pick in black. The green cross indicates the trigger trace. The right-hand side of the figure shows a detail of the selected trace (upper graph), its STA and LTA functions (middle graph) and the STA/LTA function with its Derivation function (bottom graph). In the upper part of the interface are situated control buttons which can be used to set the length of the STA and LTA windows and allow the movement in the data sets.

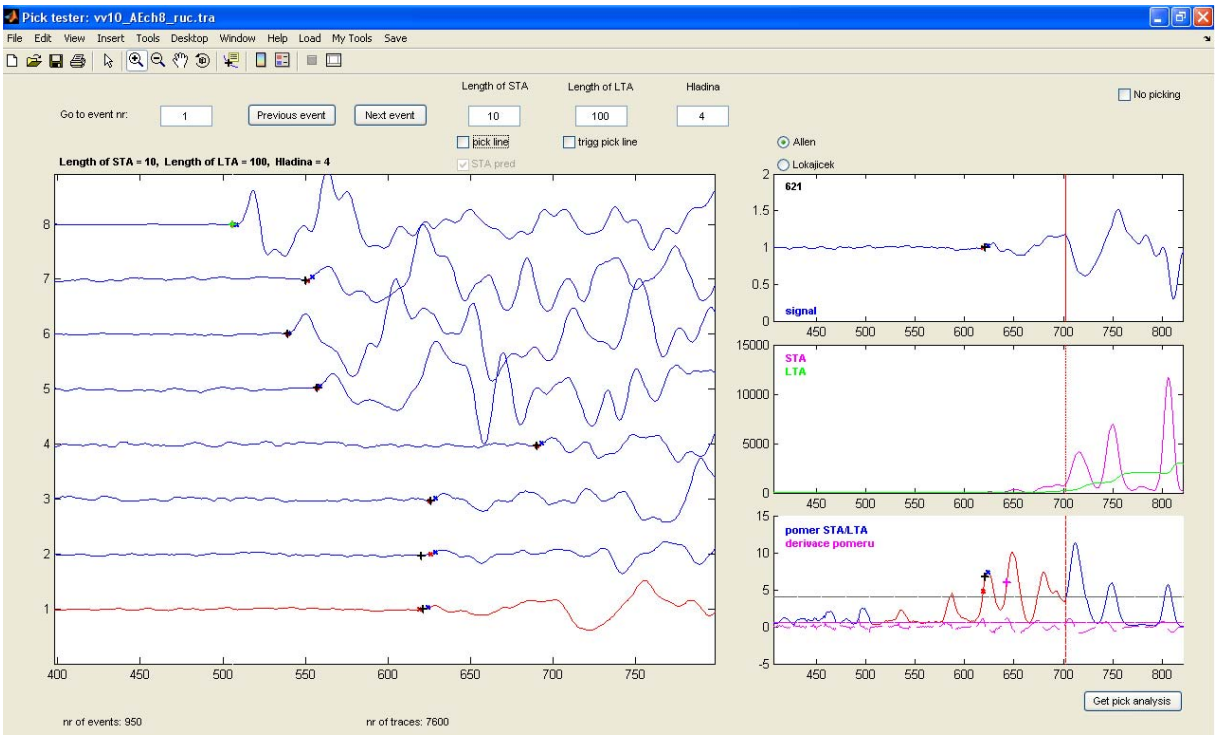


Fig. 3. Preview of picking program Pick-tester.

Figure 4 shows the results of the whole data set (950 AE events ~ 7600 traces). Histograms in this figure represent the absolute value of the arrival time difference determined manually, by the HOS software and by the PT program. The measure of the "x" axis is in the samples; 1 sample ~ 0.1 μs (sampling frequency 10 MHz).

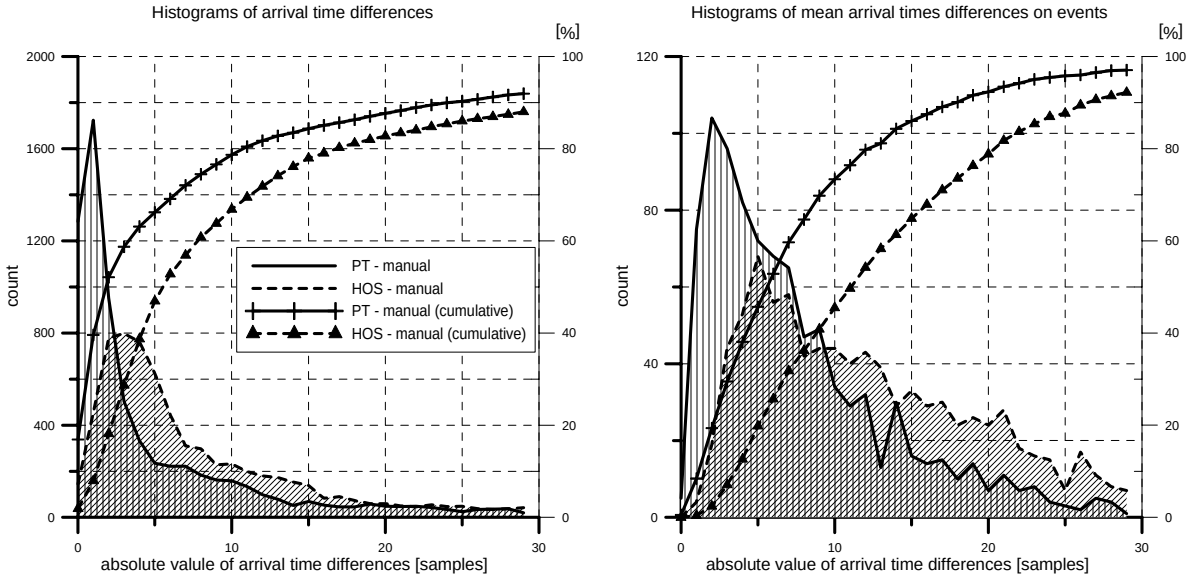


Fig. 4. Histograms of absolute values of arrival time differences assessed by HOS software, PT and manual; x-axis units [samples], legend is valid for both graphs.

The histograms in Fig. 4a represent the absolute value of the time difference individually for each signal. The histograms in Fig. 4b represent the absolute value of the mean time difference for 8 records of one AE event. The cumulative curves indicate that the PT picks agree better with the manual picks (78.7 % picks with 10 samples error) than the HOS method picks (only 66.8 % picks with 10 samples error).

One advantage of the PT method is its computation speed. Computation of the dataset used, i.e. 7600 signals, takes only 75 seconds.

Another parameter that can be used to evaluate the accuracy of the automated picks is the location residuum of the AE events. The location algorithm is based on a simple and reliable grid search method. The modified location method with the L1 norm was used, i.e. the minimum sum of the power of time differences is replaced by the minimum sum of the absolute values of time residues. By comparing the residual times of the manual, HOS and PT picks, one can find how accurate the individual kinds of picks are. The comparison is shown in Fig 5.

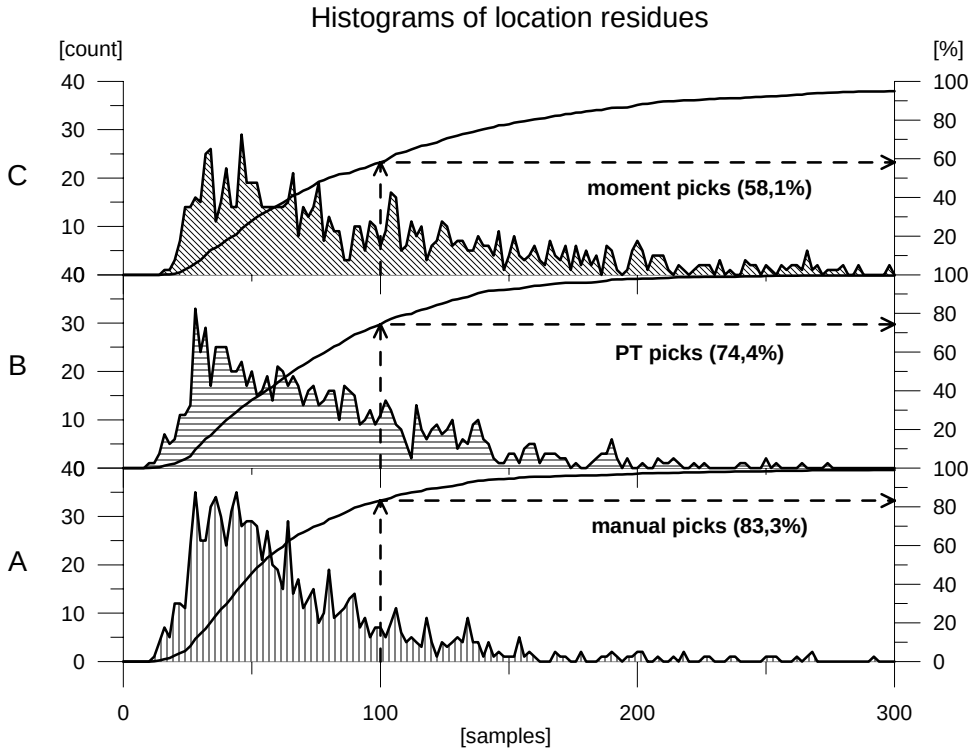


Fig. 4. Histograms of location residues of manual (A), PT (B) and HOS (C) picks.

The residues computed from the manual picks are shown in Fig. 5A, the HOS (moment) residues in Fig. 5C and the PT residues in Fig. 5B. The comparison of location residues displays a similarly successful sequence as in the case of the time difference comparison. If the value of 100 samples (10 μs) is taken to be the criterion of the pick's quality, the manual picks fit this criterion in 83.3 % of the cases, the PT picks in 74.4 % and, finally, the HOS picks fit only in 58.1 % of all AE events.

Conclusions

In this paper, a new derived method for determining the P-wave time arrivals is presented, and its application is demonstrated on the acoustic signals occurring during the rock specimen loading. This method of automated picking by the Pick-Tester program allows to analyse large volumes of data in a relative short time. The accuracy of the automated picks is in a very good agreement with the manually determined picks. The time values determined by both methods differ by less than 1 μs in 78 % cases. The final locations of the AE events display a similar agreement. However, manual processing of such large data files is very time-consuming and practically unworkable. It has been found that the approach used in the Pick-Tester program yields better results than the high-order statistics (HOS) method which is able to work automatically as well.

Acknowledgment

This paper was partially supported by the Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic, Project No. IAA300130906, by the Institutional Research Plan No. AVOZ 30130516 of the Institute of Geology, AS CR, v.v.i. and by the Research Project of the Ministry of Education No. MSM 0021620855. We are grateful to RNDr. Tomáš Fischer PhD. and Ass. Prof. RNDr. Jan Vilhelm, CSc. for their help with creating of PT algorithm and Ing. Tomáš Lokajíček, CSc. for providing data from HOS software.

References

Allen, R.: Automatic phase pickers: their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 72, No. 6, 1982, p. S225-S242*.

Baer, M., and Kradolfer, U.: An automatic phase picker for local and teleseismic events. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 77, 1987, p. 1437-1445*.

Chen, Z.: A multi-window algorithm for automatic picking of microseismic events on 3-C data. *SEG Expanded Abstracts 24, 2005, p. 1288*.

Lockner, D.A., and Byerlee, J.D.: Acoustic emission and creep in rock at high confining pressure and differential stress. *Bull. of the Seismological Society of Amer., Vol. 67, 1977, p. 247-258*.

Lockner, D.: The role of acoustic emission in the study of rock fracture. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., Vol. 30, No. 7, 1993, p. 883–899*.

Lokajícek, T., Klíma, K.: A first arrival identification system of acoustic emission (AE) signals by means of a high-order statistics approach. *Measurement Science and Technology, Vol. 17, No. 9, 2006, p. 2461-2466*.

Petružálek, M., Vilhelm, J., Lokajíček, T. and Rudajev, V.: Assessment of p-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid, *Acta Geodyn. Geomater., Vol. 4, No. 3, 2007, p. 23-31*.

Sedlak, P., Hirose, Y., Khan, S.A., Enoki, M., and Sikula, J.: New automatic localization technique of acoustic emission signals in thin metal plates. *Ultrasonics, Vol. 49, 2009, p. 254–262*.

Veverka, J., Rudajev, V.: Evaluation of ultrasound emission foci in loading rock samples. *Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 1, No. 1 (123), 2004, p. 103-110*.

Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., Veverka, J.: Correlation analysis of ultrasound emission from loaded rock samples – the study of interaction of microcracking nucleation centers. *Rock Mechanics and Rock Engineering, Vol. 41, No. 5, 2008, p. 695-714*.

Příloha 3

Publikace 2

Petružálek, M., Vilhelm, J., Lokajíček, T., & Rudajev, V. (2007). Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid. *Acta Geodynam. Geomater*, 147, 23-31.

Acta Geodyn. Geomater., Vol. 4, No. 3 (147), 23-31, 2007

ASSESSMENT OF P-WAVE ANISOTROPY BY MEANS OF VELOCITY ELIPSOID

Matěj PETRUŽÁLEK [1,2)]*, Jan VILHELM [1,2)] Tomáš LOKAJÍČEK [1)] and Vladimír RUDAJEV [1)]

[1)] *Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Puškinovo nám. 9, 160 00 Prague 6, Czech Republic*
[2)] *Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 128 43 Prague 2, Czech Republic*
**Corresponding author's e-mail:* petruzalek@gli.cas.cz

(*Received* July 2007, *accepted* September 2007)

ABSTRACT
A method for estimation of elastic wave velocity anisotropy based on ultrasonic sounding data during rock-sample loading was developed. The subject matter of the method is approximation of ultrasonic sounding data by triaxial velocity ellipsoid. The applicability of proposed method was verified on investigation of anisotropic rock samples.
Laboratory loading of migmatite samples was realized under various mutual orientations between acting force direction and rock foliation – perpendicular, parallel and under 45°. P-wave velocity of ultrasound waves was monitored by 8 sensors network. The velocity ellipsoid was computed and changes of sizes and orientation its main axes during loading were analyzed for separate experiments with regard to loading level. It was found, that independently to mutual orientation between rock foliation and loading direction, the minimum velocity vector turns to perpendicular direction to final rupture plane and maximum velocity vector turns to the plane of final rupture.

KEYWORDS: foliation, loading, ultrasound sounding, elastic wave velocity, anisotropy

1. INTRODUCTION

Rocks relatively often show a macroscopic anisotropy of mechanical properties (e.g. Tilman and Bennett, 1973). This anisotropy can be caused by crystal structure of single minerals, arrangement of mineral grains and orientation of cracks or microcrack systems. Anisotropy of mechanical properties depends also on the stress level and on the system of acting forces – uniaxial force, confining pressure etc. The rock anisotropy is especially characteristic for sedimentary and metamorphic rocks but it can be also observed at eruptive rocks. Anisotropy of mechanical properties has effect to rock behaviour during its loading, a way of final failure and it also causes anisotropy of elastic wave propagation in rocks.

Elastic wave velocity anisotropy complicates as velocity models of seismic wave propagation through rock medium. Otherwise, it can reveal valuable information about rock structure not accessible by direct observation. The relationship between velocity anisotropy and rock structure can therefore be used for interpretation of geophysical measurements. However, for successful application it is essential to know influence of stress-strain state of rock to velocity anisotropy.

A method for estimation of elastic wave velocity anisotropy based on ultrasonic sounding data during rock-sample loading was developed. The subject matter of the method is approximation of ultrasonic sounding data by triaxial velocity ellipsoid. The mutual relations between velocity anisotropy, rock structure, loading direction and rupture plane were further observed in dependence to the loading level.

Testing of anisotropy velocity ellipsoid method was demonstrated on the study of effect of the mutual orientation of rock structure and applied uniaxial loading on selected parameters of ultrasonic sounding. Migmatite (locality Skalka, Czech Republic) was chosen as a suitable rock material for our experiments. This migmatite has a macroscopic visible plane-parallel structure (foliation).

Anisotropy of ultrasonic wave propagation was experimentally investigated in dependence to mutual orientation between acting force direction and migmatite foliation. Tested migmatite was also subjected to ultrasonic sounding under confining pressure condition. The purpose of this experiment was to investigate the course of anisotropy changes in dependence to increasing hydrostatic pressure.

2. PRESENT STATE OF LABORATORY INVESTIGATION OF ULTRASOUND VELOCITY ANISOTROPY

Investigation of elastic wave velocity anisotropy relates to determination of rock elastic parameters. Rock elastic parameters can be determined by means of static or dynamic methods. The static methods are based on the Hook's law, which propose linear relation between acting force and deformation. In the case of presence of open cracks in rock, acting force

can induce their closing and relation between force and strain is not linear.

Dynamic methods based on ultrasonic sounding consist in determination of elastic wave propagation time through the sample along the known path. Dynamic methods, in contrast to static methods, result from application of small deformations and short-time acting force. The overall magnitude of seismic velocities in rocks can be according to Ji et al. (2003) even calculated based on high-precision single crystal elastic constants and volume fractions of the constituent minerals of the rock and appropriate mixture rules. In this case, however, the orientation distribution function of rock forming minerals has to be considered.

Babuška (1984) studied velocity anisotropy of minerals and rocks especially with respect to its application for deep structure research of the lithosphere. Přikryl et al. (2007) demonstrated that hydrostatic pressure can cause closing the cracks in eruptive rocks, so the increasing hydrostatic pressure can produce changes of velocity anisotropy. If the eruptive rock structure is isotropic, the velocity anisotropy can disappear under the sufficiently high hydrostatic pressure. Babuška (1984) supposed the anisotropy caused by effect of cracks disappears at depths of 5-6 km. Hydrostatic pressure approximately 200 MPa (Owens and Bamford, 1976) corresponds to these depths. The anisotropy of intact rocks is caused only by their structure. Přikryl et al. (2007) showed the anisotropy of these rocks is almost constant and independent to the changes of hydrostatic pressure.

If the rock shows anisotropy caused by the combination of both effects of the mineral grains arrangement and the preferential crack orientation, then the anisotropy changes depend on the mutual orientation of both these structure elements. In the case of diverse orientation of mineral grains and cracks anisotropy, the changes of hydrostatic pressure don't induce only changes of anisotropy value, but they also cause changes in the anisotropy orientation.

3. PROCESSING OF ULTRASONIC SOUNDING MEASUREMENTS

The results of ultrasonic sounding were transformed to the velocity ellipsoid. The ellipsoid is constructed as a quadric passing through the end points of velocity vectors. The origin of each velocity vector is situated in the midpoint of the ellipsoid. Direction of velocity vector is determined by the source and receiver join (Fig. 2). The amplitude of velocity vector is the velocity value corresponding source - receiver join.

In the whole 56 different propagation times are obtained in one sounding cycle, however only 28 data are independent. The half of 56 propagation times is only the duplicate sounding in straight and reverse directions along the same propagation path. The average of straight and reversed propagation times is used for the velocity calculation and this velocity is assigned to the given path direction. For some sensor pairs waves can partially propagate through the steel press jaw. These measurement directions were excluded and the total number of velocity vectors was reduced to 22.

The ellipsoid of velocity anisotropy is a quadric with the mid point situated in beginning of coordinate system. Every point $\begin{bmatrix} x_i & y_i & z_i \end{bmatrix}$ of this ellipsoid has to fulfill following equation:

$$\begin{bmatrix} x_i & y_i & z_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{12} & a_{22} & a_{23} \\ a_{13} & a_{23} & a_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ z_i \end{bmatrix} = 1 , \tag{1}$$

where a_{ij} are the coefficients of symmetrical matrix **A**, which determines the parameters of ellipsoid. The equation (3) can be converted to the form:

$$\begin{aligned} & x_i^2 a_{11} + y_i^2 a_{22} + z_i^2 a_{33} + 2x_i y_i a_{12} + \\ & + 2x_i z_i a_{13} + 2y_i z_i a_{23} = 1 \end{aligned} , \tag{2}$$

where i = 1,2, ... 22.

The six unknown parameters of matrix **A** can be found by means of Gauss generalised inversion method (Meju, 1994). This method is based on the minimisation of sum of squared differences between the measured velocity vectors and the velocity ellipsoid approximation.

The set of equations (4) can be written in matrix form:

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} , \tag{3}$$

where

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} x_1^2 & y_1^2 & z_1^2 & 2x_1y_1 & 2x_1z_1 & 2y_1z_1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_{22}^2 & y_{22}^2 & z_{22}^2 & 2x_{22}y_{22} & 2x_{22}z_{22} & 2y_{22}z_{22} \end{bmatrix},$$

$$\mathbf{m} = \begin{bmatrix} a_{11} \\ a_{22} \\ a_{33} \\ a_{12} \\ a_{13} \\ a_{23} \end{bmatrix}, \qquad \mathbf{d} = \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \end{bmatrix}.$$

The unknown vector **m** containing six independent components of matrix **A** can be expressed by means of generalised inversion:

$$\mathbf{m} = \left(\mathbf{G}\mathbf{G}^T\right)^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} , \tag{4}$$

where G^T denotes transposed matrix G.

The amplitudes and the directions of velocity ellipsoid semi-axes are calculated as eigenvalues and eigenvectors of matrix A. The sizes and directions of velocity ellipsoid semi-axes correspond to the

velocities v_{MAX} , v_{MEAN} , v_{MIN} and their directions. The presence of a single maximum velocity direction and a single minimum velocity direction is a disadvantage of this method. Moreover the directions of maximum, mean and minimum velocities are mutually perpendicular. However this model of velocity anisotropy is generally accepted (e.g. Wang et al., 2005 and others). The basic advantage of the proposed method of ultrasonic sounding processing is the possibility to use a sparse net of sensors for detailed study of elastic waves anisotropy. Resulting velocity ellipsoid reveals not only estimate of anisotropy coefficient, but also the main directions of velocities in the material.

The parameters of above velocity ellipsoid were found by optimization procedure of solving the overdetermined problem. The resulting quadric represents therefore smoothed approximation of directional velocity distribution. The differences between measured data and their approximation by ellipsoid can be caused for example by inner inhomogeneity of rock material, inaccuracies in determined propagation time and also by the simplified model of velocity anisotropy used.

For the quantitative evaluation of differences between measured velocity vectors and established velocity ellipsoid the root mean square value *RMS* was used for evaluating of approximation quality:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\Delta v_i^2} \quad , \tag{5}$$

where Δv_i is the difference between the measured velocity and the calculated velocity in the corresponding direction. The number n of velocity pairs was usually 22.

4. EXPERIMENT

4.1. CONFINING LOAD EXPERIMENT

Migmatite from the locality Skalka (Czech Republic) was chosen for the experiment as a material with distinct, macroscopic visible plane-parallel structure (Fig. 1). At first, the ultrasonic sounding was made to prove the effect of migmatite structure on the P-wave velocity anisotropy. P-wave velocity anisotropy measurement was carried out on the spherical migmatite sample under several levels of hydrostatic pressure. The spherical sample was sounded at 132 independent directions at each level of hydrostatic pressure in a range from 0 to 200 MPa (Pros and Podroužková, 1974; Pros, 1977; Pros et al., 1998; Pros et al., 2003). The results of velocity anisotropy measurement are showed on Fig. 1. The minimum velocity direction is perpendicular to the migmatite foliation and the maximum velocity direction lies in the foliation plane, as it follows from the Fig. 1.

Anisotropy can be quantitatively described by the value of anisotropy coefficient k, in this study defined by the relation:

$$k = 100\% \frac{v_{MAX} - v_{MIN}}{v_{MAX}} \, , \tag{6}$$

where v_{MAX} is maximum and v_{MIN} is minimum velocity value. This definition is a modification of anisotropy coefficient c introduced by Birch (1961):

$$c = 100\% \frac{v_{MAX} - v_{MIN}}{v_{MEAN}} \tag{7}$$

where v_{MEAN} is average value of velocity. In the case of sphere sample sounding, average velocity is calculated as a weighted average of 132 measured velocities (Pros, 1977).

The results of the velocity anisotropy measurement of migmatite spherical sample under confining pressure revealed that the anisotropy orientation doesn't change during loading up to 200 MPa. The coefficient of anisotropy k decreases with increasing hydrostatic pressure from 41.1% to 12.6%. The anisotropy coefficient and the velocity values return to its original values after unloading. Substantial decrease of anisotropy coefficient, together with fact that the orientation of velocity anisotropy doesn't change during loading, indicate the presence of crack system with orientation parallel to foliation plane. It was caused by a reversible process of closing this cracks system during the sample loading.

4.2. UNIAXIAL LOADING EXPERIMENTS

The migmatite cylindrical samples length of 100 mm and diameter 50 mm were used for this study. Experiments were carried out under different mutual orientations between the loading direction and the migmatite foliation (parallel, angular 45° and perpendicular). The computer controlled MTS loading system was used for samples loading. There was applied uniaxial loading regime with constant loading rate 0.5 MPa/min.

There were attached eight wideband (WD) sensors of ultrasonic emission (PAC, USA) on sample surface (Fig. 2).

All sensors were used for both, ultrasonic sounding, and monitoring of ultrasonic emission, arising during sample loading. The ultrasonic emission together with ultrasonic sounding signals was recorded by eight channel transient recorder Vallen Systeme, AMSY 5. This apparatus was set up in triggered regime, the sampling frequency was 10 MHz and the record length was 2048 points, so recorded signal duration was 204.8 μs and retriggering was 50 μs.

Ultrasonic sounding was realized in consequent sounding cycles at selected load levels (see Figs. 3 – 5). Every sounding cycle includes eight steps – every sensor act as a source of ultrasonic sounding and the others 7 sensors were receivers in the individual step. From the recorded signals of ultrasonic sounding the corresponding velocities were calculated. Due to large

dimensions of sensors, special measurement on glass cylinder was realized and obtained data were used for corrections of measured times namely in dependence on direction of ray path.

5. RESULTS AND THEIR DISCUSSION

This study was focused on the research of the influence of mutual orientation between loading direction and rock structure orientation on the rock material (migmatite) anisotropy changes and the sample final failure process. Loading of samples used uniaxially acting stress with constant loading rate. Three types of experiments were performed with the mutual orientations close to 0°, 45° and 90° between the loading direction and the migmatite foliation. The ultrasonic sounding with the sparse net of sensors was used for the research of velocity anisotropy changes during the process of closing of open cracks at the beginning of loading and an increase of anisotropy when approaching the sample strength limit. Also the relation between orientations of main velocity directions and the sample final failure plane was studied. During the sample loading the ultrasonic emission was monitored, too.

The velocity ellipsoid parameters were used for interpretation of ultrasonic sounding measurement. They were: the size of its semi-axes (v_{MAX}, v_{MEAN}, v_{MIN}) and their directions (α_{MAX}, α_{MEAN}, α_{MIN}) and anisotropy coefficient *k* (defined according to formula (6)). The developed method of velocity ellipsoid calculation enables the evaluation of ultrasonic soundings realised on cylindrical samples under uniaxial stress by the similar way as the velocity anisotropy measurement on spherical sample under hydrostatic pressure. This makes possible to mutually compare results obtained during uniaxial loading of cylindrical samples with results from hydrostatically loaded spherical samples. This comparison can be used in the interpretation of sources of elastic waves anisotropy.

5.1. ACTING FORCES PERPENDICULAR TO THE FOLIATION

In this configuration the minimum velocity performs the maximum changes during the loading (Fig. 3A). The values of mean and maximum velocities don't significantly change. Then the value of minimum velocity has decisive influence on the coefficient of anisotropy. Anisotropy coefficient *k* decreases up to 70% of ultimate strength and from this loading *level k* increases with loading up to ultimate strength (Fig. 3B). Decrease of anisotropy coefficient in the first part of loading, up to 70% strength is probably caused by closing of primary microcracks. The increase of *k* in the final part of loading could be induced by formation of new microcrack system in direction of ultimate failure.

Orientation of maximum velocity vector is particularly given by the migmatite structure and it doesn't change during the whole loading experiment. Maximum velocity lies in the foliation plane. During loading the orientation of minimum velocity vector changes from the direction perpendicular to migmatite foliation to the direction perpendicular to the plane of final rupture (Fig. 3C).

The ultrasonic emission slowly increases up to 80% of ultimate strength and after reaching this value it increases rapidly (Fig. 3B). This is caused by great creating of new microcraks. Coefficient of anisotropy *k* reflects very well changes of rock failure state.

Up to 60% of strength, the deviations between measured velocity vectors and calculated velocity ellipsoid, characterized by value of *RMS*, decrease and it has similar trend as anisotropy coefficient. After reaching this loading level the *RMS* value slightly increases until sample rupture.

5.2. ACTING FORCES PARALLEL TO FOLIATION

In this configuration the maximum velocity is practically constant during the whole loading experiment. The minimum velocity doesn't change up to 70% of ultimate strength, and then it decreases up to sample failure (Fig. 4A). Difference between course of minimum velocities during perpendicular and parallel loading experiments can be explain by fact, that major part of primary cracks is oriented parallel to the foliation. Closing of this crack system takes place only in the beginning of perpendicular loading. After reaching approximately 70% strength the new cracks origin in both loading manners and this is reflected in course of minimum velocities and even in course of anisotropy k.

From the courses of maximum and minimum velocities follows that anisotropy coefficient is almost constant up to 70% strength and then it increases up to total sample failure (Fig. 4B).

During this experiment (force parallel to foliation) the minimum velocity direction is perpendicular to the migmatite foliation, and in this case is also perpendicular to the plane of final sample rupture (Fig. 4C). The maximum velocity direction lies in the foliation plane and it turns to the direction of uniaxial loading.

The ultrasonic emission number slowly increases up to 80% of ultimate strength. At higher loading level the UE increase is faster (Fig. 4B). That can be related to the sample fracturing process.

The *RMS* value increases during whole loading experiment and it has a similar trend as anisotropy coefficient and UE number.

5.3. ACTING FORCE UNDER 45° TO FOLIATION

Any substantial changes in velocity values and velocity vectors directions don't occur in this experimental configuration. Obtained results can be explained by this, that neither closing nor widening of primary microcrack system nor formation of new microcrack system occurs. The orientation of

minimum and maximum velocity vectors correspond to the plane of final rupture parallel with migmatite foliation. In this case the sample deformation is realized by sliding along the predisposed foliation planes.

The ultrasonic emission only slowly increases up to 90% of ultimate strength. At higher loading level the UE increase is fast (Fig. 5B). The final UE number is much lower than in other experimental configurations.

6. CONCLUSIONS

Laboratory experiments were focused on determination of elastic waves anisotropy and its changes during rock samples uniaxial loading.

New method for processing of velocity anisotropy was developed on the base of velocity ellipsoid. This approach is enabled by ultrasonic sounding with monitoring by sensors network usually used for monitoring ultrasonic emission. It was proved, that for this method the sparse network with only eight sensors is sufficient for determination of velocity ellipsoid. The accuracy of velocity ellipsoid approximation was tested by root mean square method (*RMS*). The *RMS* values are smaller then 10% of P-wave velocity values for all experiments.

Applied method of velocity ellipsoid makes possible to study influence of mutual orientation of acting load and rock foliation on the changes of velocity vectors and anisotropy during loading.

Values of velocity vectors determined on the cylindrical samples by velocity ellipsoid method correspond to velocities measured on the spherical samples under atmospheric stress.

Method of velocity ellipsoid was successfully used for determination of P-wave velocity anisotropy during sample loading. This way of determination velocity anisotropy is shown as a suitable tool for characterization of rock fracturing process.

It was found, that the minimum velocity vector turns perpendicularly to final rupture plane. The maximum velocity vector lies in the plane of final rupture during the whole sample loading. This behavior is independent on mutual orientation between rock foliation and loading direction.

ACKNOWLEDGEMENT

This work was partially supported by the Grant Agency of the Czech Republic, project No.205/06/0906, Research Project of Ministry of Education No.MSM0021620855, Institutional Research Plan No VZ 3013051 of Institute of Geology AS CR v.v.i. and by Grant Agency of Charles University in Prague, project No.47007.

REFERENCES

Babuška, V.: 1984, Anisotropy of the deep lithosphere structure, Doctor of Science degree thesis. Charles University in Prague, Faculty of Science, (in Czech).

Birch, F.: 1961, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part II. J. Geophys. Res. 66, 2199-2224.

Meju, M.A.: 1994, Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. 296.

Owensand, W.H. and Bamford, D.: 1976, Magnetic, seismic, and other anisotropic properties of rock fabrics. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 283, 55-68.

Pros, Z. and Podroužková Z.: 1974, Apparatus for investigating the elastic anisotropy on spherical samples at high pressure, Veröff. Zentralinst. Physic Erde, 22, 42-47.

Pros, Z.: 1977, Investigation of anisotropy of elastic properties of rocks on spherical samples at high hydrostatic pressure. In: High pressure and temperature studies of physical properties of rocks and minerals, Naukova Dumka, Kyjev, 56-57, (in Russian).

Pros, Z., Lokajíček, T. and Klíma, K.: 1998, Laboratory study of elastic anisotropy on rock samples. Pure Appl. Geophys. 151, 619–629.

Pros, Z. Lokajíček, T., Přikryl, R. and Klíma, K.: 2003, Direct measurement of 3-D elastic anisotropy on rocks from the Ivrea Zone (Southern Alps, NW Italy). Tectonophysics 370, 31-47.

Přikryl, R., Lokajíček, T., Pros, Z. and Klíma, K.: 2007, Fabric symmetry of low anisotropic rocks inferred from ultrasonic sounding: Implications for the geomechanical models. Tectonophysics 431, 83–96.

Ji, S., Wang, Q. and Xia, B.: 2003, P-wave velocities of polymineralic rocks: comparison of theory and experiment and test of elastic mixture rules. Tectonophysics 366 (2003), 165– 185.

Tilman, S.E. and Bennett, H.F.: 1973, Ultrasonic shear wave birefringence as a test of homogeneous elastic anisotropy. J. Geophys. Res. 78, 7623-7629.

Wang, Q., Ji, S., Salisbury, M.H., Xia, B., Pan, M. and Xu, Z.: 2005, Pressure dependence and anisotropy of P-wave velocities in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie–Sulu orogenic belt (China): Implications for seismic properties of subducted slabs and origin of mantle reflections. Tectonophysics 398 (2005) 67–99.

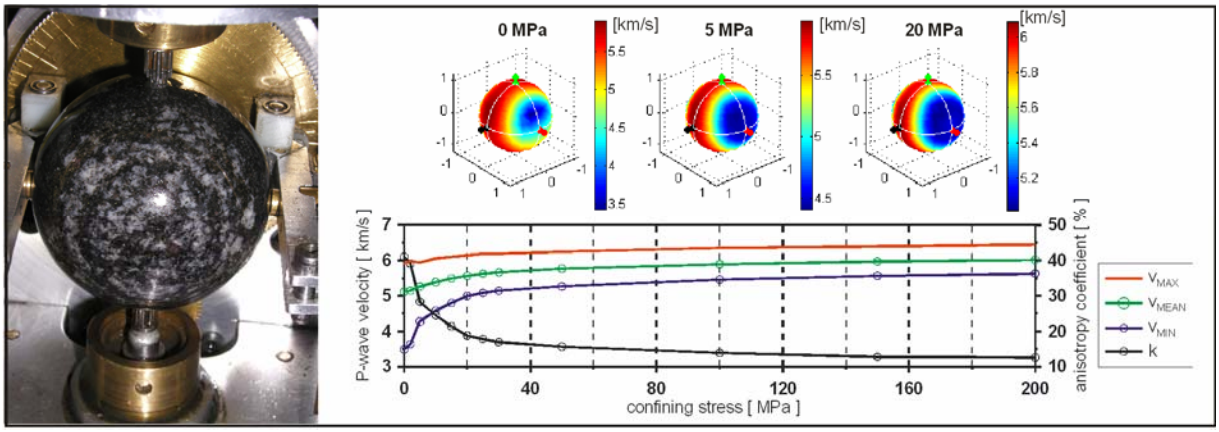


Fig. 1 Ultrasonic sounding of the spherical rock sample. Left: migmatite sample with the pronounced structure. Top right: projection of ultrasonic wave velocity distribution on the surface of spherical sample under confining pressure at levels 0, 5 and 20 MPa. Bottom right: course of maximum, mean and minimum velocities, and coefficient of anisotropy k in dependence to the confining pressure level.

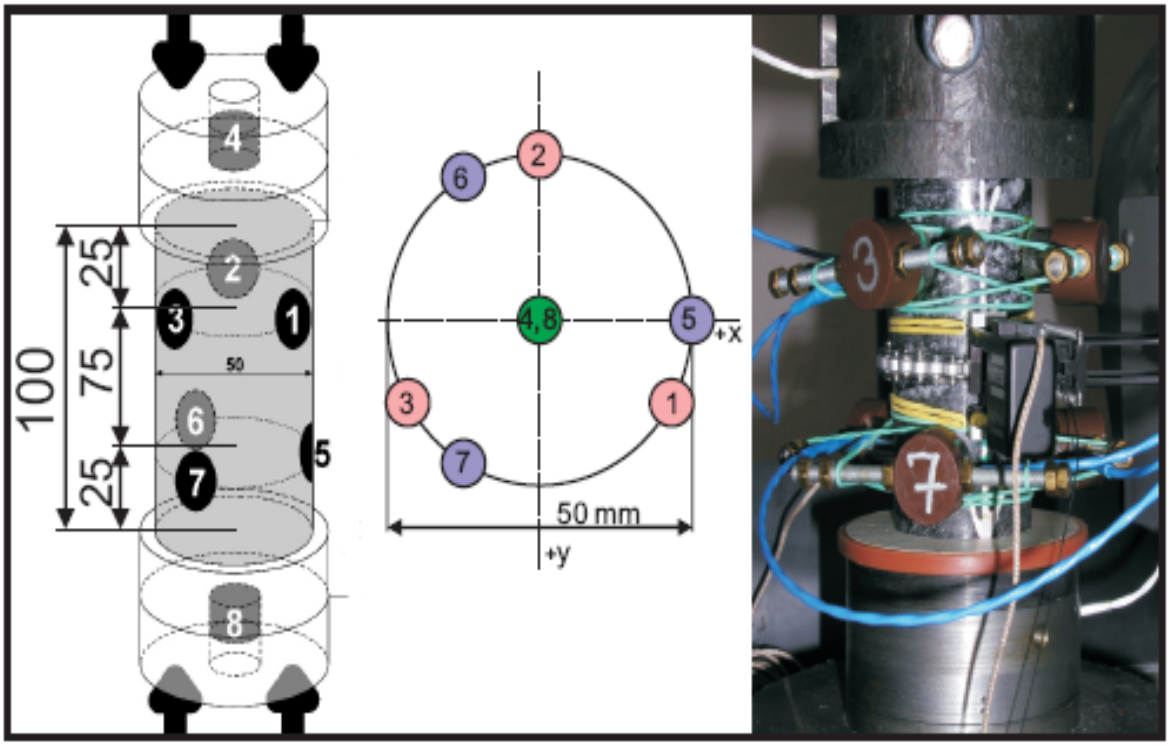


Fig. 2 Arrangement of the experiment.
Circles 1-8 denote the position of ultrasonic sensors.

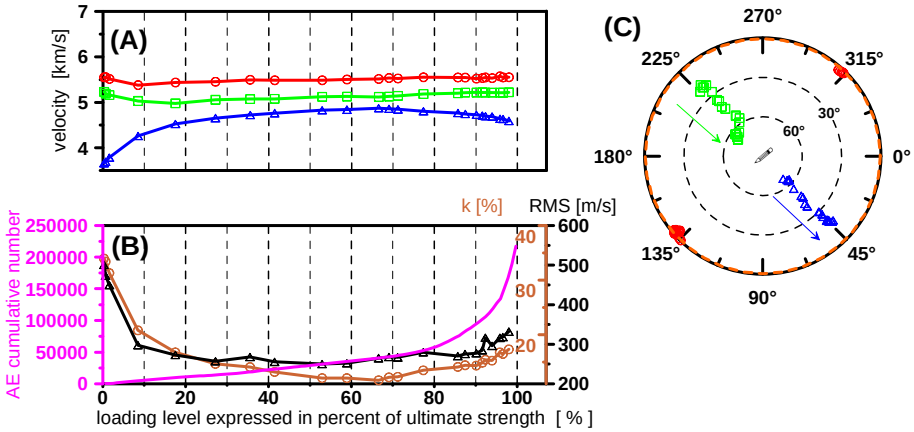


Fig. 3 Loading: direction perpendicular to foliation, ultimate strength: 111.8 MPa.

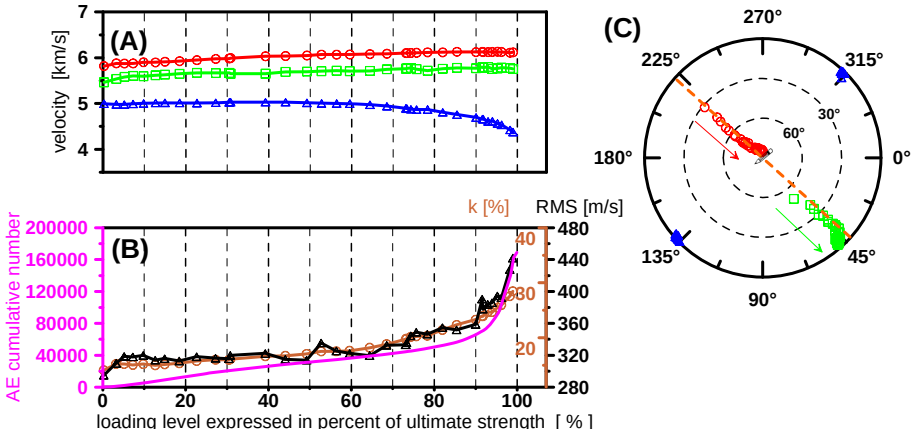


Fig. 4 Loading: direction parallel to foliation, ultimate strength: 139 MP.

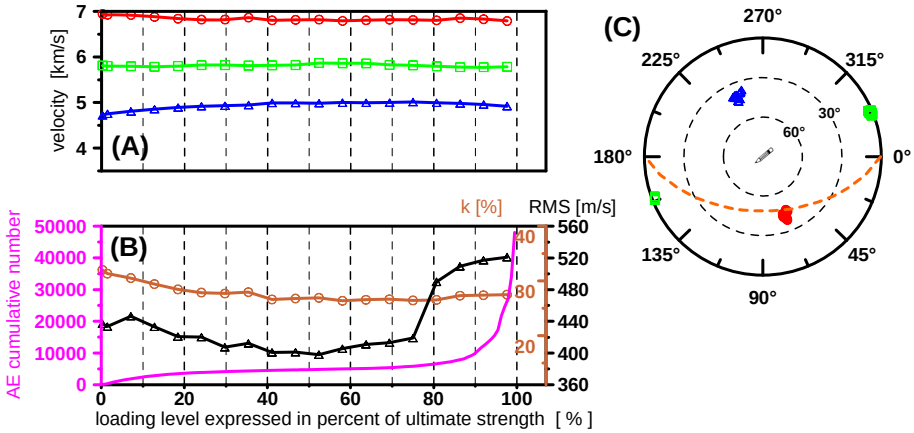


Fig. 5 Loading: direction under 45° loading direction, ultimate strength: 125.7 MPa.

A) v_{MAX}, v_{MEAN}, v_{MIN}: velocities in directions of velocity ellipsoid axes versus loading level.

v_{MAX} v_{MEAN} v_{MIN}

B) AE number: cumulative number of recorded AE events; k: coefficient of P-wave velocity anisotropy; RMS: approximation error of velocity ellipsoid.

AE number k RMS

C) Stereographic projection of the v_{MAX}, v_{MEAN}, v_{MIN} directions during loading up to failure.

v_{MAX} direction v_{MEAN} direction v_{MIN} direction loading direction foliation plane

Příloha 4

Publikace 3

Petružálek, M., Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013a). Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci.*, *60*, 208–216.

International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 60 (2013) 208–216

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ijrmms

Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network

M. Petružálek [a,*], J. Vilhelm [b,a], V. Rudajev [a], T. Lokajíček [a], T. Svitek [a,b]

[a] Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6 – Lysolaje, Czech Republic
[b] Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 128 43 Prague 2, Czech Republic

ARTICLE INFO

Article history:
Received 10 January 2012
Received in revised form
23 August 2012
Accepted 20 December 2012
Available online 15 February 2013

Keywords:
Seismic velocity
Anisotropy
Ultrasonic transmission
Velocity ellipsoid
Acoustic emission

ABSTRACT

A method of velocity anisotropy analysis based on conventional ultrasonic transmission technique is proposed. Multiple transducers are used both to monitor acoustic emission and to measure velocities in different propagation directions. A sparse network of transducers located on the rock core surface allows approximation of elastic waves velocity distribution as an ellipsoidal surface. The shape and orientation of velocity ellipsoid is a measure of velocity anisotropy.

A study of changes in velocity anisotropy and its orientation was performed on uniaxially loaded migmatite rock samples with distinct foliation. The velocity measurement was carried out during applying a uniaxial constant strain-rate loading. Orientation of the velocity ellipsoid corresponded to the anisotropy of rock structure up to activation of a failure plane. Prior to brittle failure, the axis of minimum velocity rotated from its initial direction normal to the foliation to a direction normal to the failure surface.

The practical importance of the ellipsoid model lies in its simplicity and in its general applicability, which allows the use of measurement in a sparse sensor network. The use of time-variable ellipsoidal velocity model led to a better localization of acoustic emission events during the sample loading when compared to the use of time-variable isotropic velocity model. The position of the failure plane determined by clustering of acoustic events foci coincided closely with observed sample failure.

© 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

A number of destructive and non-destructive methods were developed so far for testing material properties. The mechanical properties of materials are mostly determined using various types of loading tests. In recent decades, loading tests on rock material have been standardised with regard to preparing the test specimens as well as the technological procedures of loading under various configurations of acting forces and time course of the tests [1,2].

The mechanical properties of rocks are frequently distinctly anisotropic. This anisotropy results from the lattice and shape preferred orientations [3] and distribution of cracks or microcrack systems in the rock [4]. The existence of thin layers with different properties such as macrocracks or healed joints, contribute to anisotropic behavior of rocks and often determines the way of their fracturing. Rock anisotropy is especially characteristic for sedimentary and metamorphic rocks with distinct structure but it can also occur in igneous rocks without pronounced structure [5]. The anisotropy of mechanical properties affects rock behavior under the loading as well as its fracturing process [6]. Mechanical anisotropy also causes the anisotropy of elastic wave propagation [7]. This anisotropy is usually described by the coefficient of anisotropy, which depends on the ratio of maximum and minimum velocities.

The anisotropy of ultrasonic wave velocity was originally determined from velocity measured in two or three mutually perpendicular directions. Specimens were shaped as cubes, prisms or cylinders. In the 1970s, a special device for detail measurement of P-wave velocity anisotropy under hydrostatic pressure was developed [8,9]. This accurate determination of velocity in 132 independent directions, however, can only be made on spherical specimens. In ordinary mechanical test, however, uniaxially loaded rock specimens in the shape of prisms and cylinders are tested. In these cases, only a limited number of sensors can be attached to the sample surface. This enables the ultrasonic transmission to be measured only in a limited number of directions (sparse sensor network).

This paper introduces and evaluates a new procedure of determining the velocity anisotropy by measuring in a sparse sensor network. The directional dependence of velocity was approximated by a triaxial ellipsoid. This velocity model proved to be suitable for localization of acoustic emission (AE) sources,

* Corresponding author. Tel.: +420 224 313 520.
E-mail address: petruzalek@gli.cas.cz (M. Petružálek).

1365-1609/$ - see front matter © 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.ijrmms.2012.12.020

generated during the loading of rocks. The analysis of AE hypocenter distribution contributed to describing the rock structure changes and to the evaluation of the future failure areas. The ellipsoidal velocity model can be re-evaluated and adapted to changing stress–strain state and failure degree of rock sample under load.

Proposed method was applied to an anisotropic rock material—migmatite, which was characterized by a structural anisotropy (the difference between the maximum and minimum velocity being about 25% of the maximum velocity). Two different experimental setups were used to verify the method applied for velocity model calculation. In the first case the sparse network of eight sensors was used; in the second case the monitoring system consisted of 14 sensors.

It was verified that the change in the orientation of the velocity ellipsoid, once 80% of the ultimate strength was exceeded, provides a good description of the developing deformation of a uniaxially loaded samples [10].

2. Measurement of the velocity anisotropy

A common method of determining the velocity anisotropy is based on measuring the travel times of elastic waves in two or three mutually perpendicular directions. The directions are chosen at random, or with regard to an observable property, e.g., foliation, deposition, lineation, orientation of the bore core, etc. Loaded cylindrical samples are most frequently measured in the direction of the acting force (referred here as the axial velocity) and in two mutually perpendicular directions in the plane perpendicular to the acting force direction (referred here as the transverse velocity), e.g., [11,12]. However, this method does not allow the directional dependence of the velocity to be determined in detail. If the velocities in the individual measured directions do not differ too much, their average may be used as a simplified isotropic velocity model. When the differences are significant, an anisotropic velocity model is introduced. In such model, the direction and magnitude of the highest measured velocity is considered to be the direction and magnitude of the maximum velocity. The direction and magnitude of the minimum velocity can be defined analogously. The obtained values of the axial and transverse velocities might not, however, correspond to the real maximum and minimum velocities of elastic wave propagation. One usually has to bear in mind that the measured maximum velocity could be smaller than the real one, and similarly the minimum measured velocity is probably higher than the factual one. In addition, the model results from three velocity measurements and its validity depends on how well they represent a general velocity distribution. This measuring procedure does not enable monitoring of changes in anisotropy orientation, e.g., in the course of loading.

Another way of obtaining the velocity anisotropy is the ultrasonic transmission method realized on polyhedral samples (e.g., [13,14]). [15] analyzed the three-dimensional distribution of P-wave velocity using a spherical function to determine directions of the principal axes of granite.

A detailed representation of the directional velocity dependence was obtained by measurement of ultrasonic velocity on a spherical specimen in 132 directions [8,9]. Anisotropy changes caused by hydrostatic pressure may be interpreted as a manifestation of a microcrack system closure and, for higher pressures, as an effect of pressure on elastic constants of rocks [16–19].

In case of loading cylindrical specimens, a sensor network allowing measurements to be made in a larger number of directions than just the axial and transverse, can be installed on the specimen. A sensor network designed to monitor the acoustic emission can also be used for ultrasonic transmission measurement. During such a velocity measurement, all the sensors in turn become the sources of ultrasonic waves, which are, after passing through the appropriate path of the specimen, detected by the remaining sensors. In a network, consisted of n sensors, this means that $n*(n-1)/2$ different trajectories can be used. In a suitable sensors configuration, the different trajectories allow a sufficient directional coverage of the sample. One of the methods of processing travel times is to establish an anisotropic velocity model by approximating the directional dependence of velocity with a triaxial velocity ellipsoid [20]. The changes of the velocity ellipsoid in the course of the loading experiment may provide evidence, e.g., of the initial closing of the primary microcracks running perpendicular to the acting load, and after exceeding the local ultimate strength may monitor the fracturing process of the material.

Besides describing the directional dependence of velocity in terms of velocity ellipsoid, it is useful to express the degree of anisotropy by a single parameter. This is convenient, e.g., in comparing the degree of anisotropy of various materials, or in estimating the suitability of using the anisotropic model in comparison with the constant velocity model. Birch [21] expressed the velocity anisotropy in terms of the coefficient of anisotropy c, defined by

$$c = (v_{max} - v_{min})/v_{mean} \tag{1}$$

where v_{max}, v_{min} and v_{mean} are the maximum, minimum and mean velocities, respectively. Since the method of calculating the average velocity v_{mean} using different systems of measurement is ambiguous, the modified anisotropy coefficient k was calculated from the observed values of the maximum and minimum velocities

$$k = (v_{max} - v_{min})/v_{max} \tag{2}$$

The accuracy of ultrasonic velocity determination depends on the precision of travel time measurement. A high frequency signal (usually hundreds of kHz) and sufficiently high sampling rate (tens of MHz) are used to improve the arrival time identification, which is closely connected to the problem of automatic picking of arrival times [22–24]. There are also other factors, such as propagation through the casing of transducers or a time needed for generating and capturing ultrasonic waves, which increase the measurement error. The influence of these effects may be diminished by using corrections determined by a calibration with known material (homogeneous, isotropic).

3. Velocity ellipsoid determination

The velocity ellipsoid is a quadric with the midpoint in the origin of the coordinate system. The length of the radius vector of each point on the ellipsoid gives the velocity in the direction of the vector. The directional dependence is symmetric about the center. Every point $[x_i\ y_i\ z_i]$ of this ellipsoid has to satisfy the following formal equation:

$$\begin{bmatrix} x_i & y_i & z_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{12} & a_{22} & a_{23} \\ a_{13} & a_{23} & a_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ z_i \end{bmatrix} = 1 \tag{3}$$

where a_{ij} are the coefficients of symmetrical matrix $\boldsymbol{A}$, which determines the parameters of the ellipsoid. Eq. (3) can be modified to read

$$x_i^2 a_{11} + y_i^2 a_{22} + z_i^2 a_{33} + 2x_i y_i a_{12} + 2x_i z_i a_{13} + 2y_i z_i a_{23} = 1 \tag{4}$$

where $i = 1,2,\ldots\ m$, and m is the number of points $[x_i\ y_i\ z_i]$ of the ellipsoid, which are considered. The six unknown parameters of

matrix $\boldsymbol{A}$ can be found by means of the generalized Gauss inversion method (e.g., [25]). This method is based on the minimization of the sum of squared differences between the measured velocity vectors and the velocity ellipsoid approximation. The amplitudes and directions of the velocity ellipsoid semi-axes are calculated as eigenvalues and eigenvectors of matrix $\boldsymbol{A}$. The root mean square error (*RMS*) was used to evaluate the approximation quality.

The basic advantage of the proposed method of processing ultrasonic transmission data is the possibility of using a sparse net of sensors for a detailed study of elastic wave anisotropy. The resulting velocity ellipsoid reveals not only the value of the anisotropy coefficient but also the magnitudes and directions of extreme velocities which have a direct connection to the structure and stress–strain state of tested rock material.

4. Application of the velocity ellipsoid method

The approximation method for anisotropy characterization by velocity ellipsoid was proved on highly anisotropic rock material—migmatite. The migmatite samples origin was from the region Skalka, Bohemian–Moravian Uplands. Petrographic and mineralogical analyses showed that the clusters of individual minerals in the migmatite samples were arranged plane-parallel. They contained rock-forming minerals quartz, potassium feldspar, plagioclase, muscovite, biotite and amphibole. The average size of the quartz grains was 30×50 μm, grain aggregates with undulating extinction were as large as 1.5×0.8 mm, tabular aggregates of parallel intergrown grains of muscovite chips 2×2 mm and 0.65 mm thick. At the boundary between mica and feldspar there were infrequent occurrences of sericite aggregates and clay minerals, 60 μm in size. Migmatite had a distinct, macroscopically visible foliation. In the foliation plane, there was also found a lineation, caused by elongation of biotite–amphibole aggregates. The loading experiments were carried out on cylindrical samples, diameter 50 mm and height 100 mm.

The P-wave velocity anisotropy was first measured on a spherical sample under different levels of hydrostatic pressure up to 200 MPa. It was found that at atmospheric pressure the minimum velocity (4400 m/s) direction was perpendicular to the migmatite foliation. The maximum velocity (5900 m/s) direction lies in the foliation plane in the direction of lineation. The velocity in the foliation plane was in interval from 5600 m/s to 5900 m/s. The orientation of velocity anisotropy did not change during the whole hydrostatic loading experiment. The coefficient of anisotropy k decreased with increasing hydrostatic pressure from 28% to 12.6%. The substantial decrease of the anisotropy coefficient, together with fact that the orientation of velocity anisotropy did not change during loading, indicated the presence of a crack system whose orientation was parallel to the foliation plane. The anisotropy coefficient and the velocity values returned to their original values after unloading. A reversible process of closing the crack system parallel with foliation occurred during the sample loading.

The cylindrical samples of migmatite with horizontal foliation (Samples I and II) were uniaxially loaded at a constant strain rate (17×10^{-3} mm/min) up to the failure. Two examples of velocity measurement with different sensors setup are presented. Eight broadband acoustic emission sensors (WD – Physical Acoustic Corporation, USA) with diameter 1.5 cm were attached to the surface of the Sample I (Fig. 1a) and fourteen broadband acoustic emission sensors (Fuji AE204A, JPN) with diameter 0.8 cm were placed on the Sample II (Fig. 1b). The Sample II had a visible healed crack (marked in Fig. 1b by magenta color). High voltage sine pulse with frequency of 200 kHz was used as a source of ultrasonic transmission. This corresponds to the wavelengths of 2-3 cm for velocities from 4 to 6 km/s. The sensors were used for both the ultrasonic transmission measurement and for monitoring the acoustic emission generated during sample loading. The acoustic emission together with ultrasonic transmission signals were recorded by a sixteen channel transient recorder (Vallen Systeme AMSY-5, Germany). This apparatus was set up in triggered regime, the sampling rate was 10 MHz and the length of recorded waveforms was 2048 points. A two-step AIC picker [23] was used to identify the onset times. The precision of this technique, verified by comparison with hand-picked travel times, was ± 0.2 μs. The resultant velocity error should have not exceeded 100 m/s.

The ultrasonic transmission was performed in successive transmission cycles at selected load levels. Every transmission cycle included 8 and 14 steps for Sample I and Sample II, respectively. Every sensor acted as ultrasonic wave transmitter and the others as receivers in one particular step. The velocity vectors were calculated from measured times-of-flight and known position of sensor pairs (see Tables 1 and 2). For some sensor pairs (e.g., Sample I: 1–4, 5–8; Sample II: 9–13, 5–14; see Fig. 1.) waves propagated mainly through the steel press jaw. These measurement directions were excluded and the total number of velocity vectors was reduced to 22 and 25 (see Fig. 1c and d) for Sample I and Sample II, respectively. For every transmission cycle the corresponding velocity ellipsoid was calculated. The step of azimuthal coverage (30°) was the same for both nets. The inclination coverage was more detailed in case of 14 sensors net (Fig. 1c and d).

The first arrival times were determined, from recorded AE waveforms, using the two-step AIC picker [23]. A grid search procedure [26] was applied to locate the AE events. Only strong AE events with clear identification of first arrival time were localized. The velocity ellipsoid was used as an anisotropic velocity model. The accuracy of localization of strong AE events was ± 3 mm, that was estimated by the localization of known transmitting sensors position during ultrasonic transmission measurements.

Fig. 2 compares the localization of AE events with isotropic velocity model (upper line) and anisotropic (lower line) velocity model. The migmatite sample with vertical foliation (Sample III) was uniaxially loaded up to failure. The sample failure was caused by two failure plane parallel with the foliation. The sparse sensor net (Fig. 1a) was used for both AE monitoring and ultrasonic transmission. Only strong AE events were localized and those with location error ≤ 4 μs (40 samples) were plotted in Fig. 2a. There were about five times more (Fig. 2b) AE events localized by means of the anisotropic velocity model (triaxial ellipsoid) than were by means of the isotropic one (average of measured velocities). The cluster of AE hypocentres localized by anisotropic velocity model corresponds to the position of two failure planes. Only AE hypocentres in the central part of the sample were localized by means of isotropic velocity model. In this case, it was impossible to determine the failure plane from AE hypocenter cluster.

The results of velocity ellipsoid approximation method are summarized in Fig. 3. The ultimate strength of the specimens was reached at axial stress of 115 MPa (Sample I) and 109 MPa (Sample II). Both experiments took about 7 h of loading. Fig. 3a and d shows the changes in the maximum, mean and minimum velocities (lengths of velocity ellipsoid half-axes) versus axial load. The changes of maximum and minimum velocities were reflected in the changes of the anisotropy coefficient k (Fig. 3a and d).

Fig. 3c and f displays the orientation of velocity ellipsoid (directions of maximum and minimum velocity) during the experiment. These directions together with foliation plane and the plane of failure are depicted in the Lambert azimuthal equal-area projection into lower hemisphere. The variations in α (the angle between the direction of loading (axial) and the

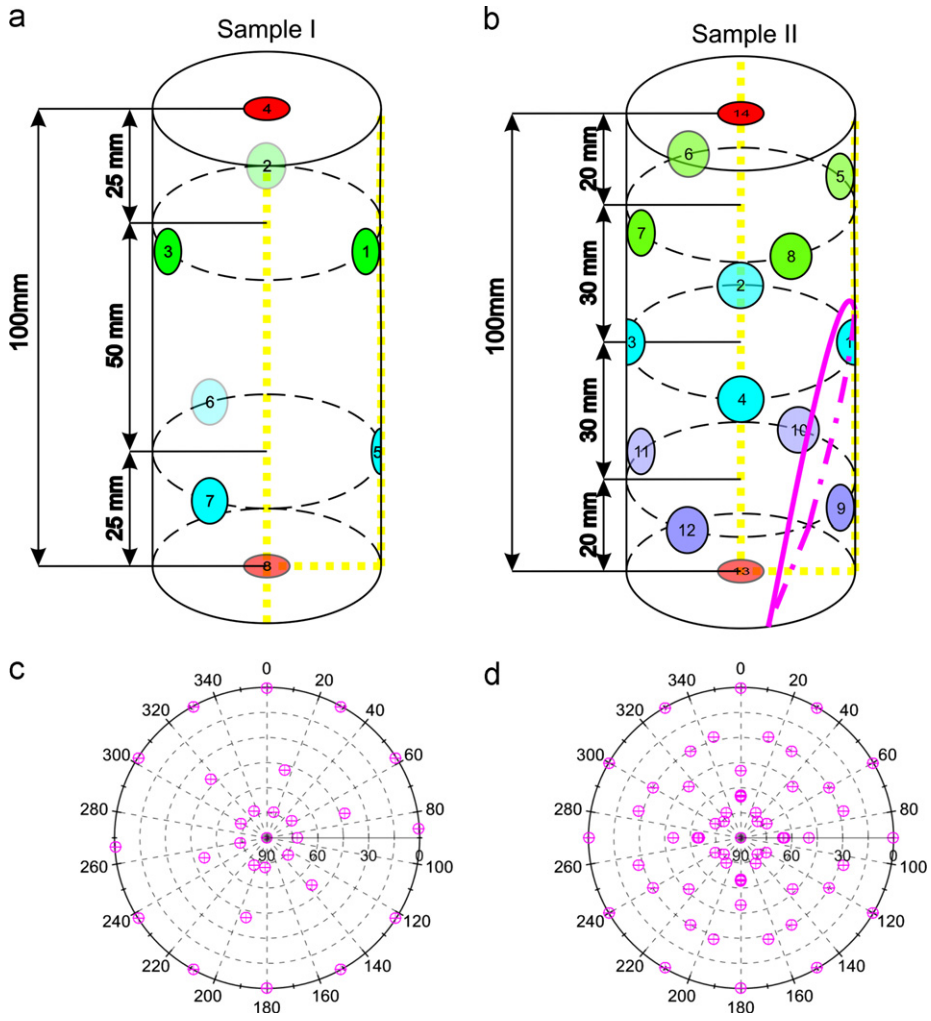


Fig. 1. Sample I: (a) Experimental setup – eight acoustic sensors and (c) stereographic projection of 22 velocity vector directions. Sample II: (b) Experimental setup – 14 acoustic sensors, healed fracture plane and (d) stereographic projection of 55 velocity vector directions. (For interpretation of the references to color in this figure caption, the reader is referred to the web version of this article.)

minimum velocity vector), were used to describe the development of velocity ellipsoid orientation during the loading (Fig. 3b and e). The before-mentioned *RMS* error, (dashed line in Fig. 3b and e) was used to evaluate the quality of velocity ellipsoid approximation. The monitored acoustic emission was expressed as a cumulative number of AE events (Fig. 3b and e). This parameter has an integral character and enables identification of loading level (or deformation) at which new cracks begin to form in the specimen.

The mentioned variations of velocity ellipsoid parameters were interpreted with regard to the level of uniaxial stress. The initial velocity anisotropy of migmatite was caused together by its foliation (LPO), primary microcrack system parallel with the foliation and lineation in the foliation plane. In the case of Sample II, the preexisted crack also contributed to the initial velocity anisotropy. The samples were drilled almost perpendicularly to the foliation. The minimum velocity, perpendicular to the foliation, was almost vertical, whereas the maximum and mean velocity which lies in the foliation plane, were almost horizontal. The direction of maximum velocity, lying in the foliation plane, was parallel with lineation.

In the case of Sample I, the interpretation was divided into three parts with different mechanical behavior of the migmatite. From 0 to 80% of peak strength (PS) the anisotropy coefficient k decreased with loading mainly due to increase in minimum velocity. The velocity ellipsoid did not change its orientation: vector of minimum velocity remained perpendicular to the foliation and maximum velocity vector stayed in the foliation plane in the direction of lineation. The decrease in k was accompanied by a low activity of AE. Space distribution of AE foci was almost random up to 80% of PS (see Fig. 4a). This behavior could be explained by closing of primary microcrack system. Loading perpendicular to the foliation plane closed these cracks and this was reflected in the increase in minimum velocity. The maximum velocity remained nearly constant, or gradually increased.

In the second interval (80–95% of PS) the anisotropy was increasing and changing its orientation (see Fig. 3a and b). Minimum velocity vector, initially perpendicular to the foliation, rotated to the direction perpendicular to the future failure plane (see Fig. 3c). AE activity increased and the hypocenter locations clustered into the limited volume (see Fig. 4b). In this interval, the behavior of velocity anisotropy was attributed to the increase in local heterogeneity caused by creation of future failure plane.

After exceeding 95% of PS (third interval), the value of anisotropy was continuously increasing while its orientation remained unchanged. There was a rapid increase in AE activity, whose foci were clustering along emerging fracture.

The *RMS* error (Fig. 3b) was below 180 m/s up to 95% of PS and it slightly increased while the sample was approached failure. It was probably caused by increase in local heterogeneity in the sample.

Table 1
Sample I: input data for triaxial ellipsoid approximation – orientation end values of 22 measured velocity vectors for three selected transmission cycles; azimuth from direction of sensor pair 1_3; inclination from horizontal plane.

Sensor pair	Azimuth	Inclination	Measured velocity [m/s]		
	[°]	[°]	PS: 0%	PS: 67%	PS: 99%
'2_1'	122.3	0.0	5708	5708	5295
'3_1'	180.0	0.0	6101	6101	5339
'5_1'	259.0	75.5	4639	5516	5239
'6_1'	316.7	45.3	4989	5453	5289
'7_1'	14.4	51.4	5136	5782	5329
'8_1'	334.6	73.9	4653	5331	5114
'3_2'	237.7	0.0	5860	5860	5635
'5_2'	136.7	54.5	4738	5565	5080
'6_2'	14.4	75.5	4606	5354	5202
'7_2'	72.1	45.3	5025	5583	5583
'8_2'	90.0	73.9	4673	5395	5379
'5_3'	194.4	44.4	4828	5539	5373
'6_3'	252.1	54.5	4869	5650	5700
'7_3'	129.8	75.5	4575	5484	5323
'8_3'	205.4	73.9	4600	5400	5268
'5_4'	183.5	73.9	4582	5482	5290
'6_4'	298.8	73.9	4561	5380	5162
'7_4'	54.2	73.9	4604	5367	5404
'8_4'	0.0	90.0	4489	5430	5459
'6_5'	151.2	0.0	5494	5494	5171
'7_5'	208.8	0.0	5872	5872	5800
'7_6'	266.5	0.0	6190	6190	6190

A failure plane was approximated by a least squares fit of AE hypocenters. A normal of the observed failure plane (345°/18°) had an azimuth 345° and its inclination from horizontal plane was 72° (Fig. 3c). Anticipated failure plane obtained from velocity ellipsoid had a normal (the direction of ellipsoid's minimum axis) with orientation 325°/15°. In the case of Sample II (with preexisted crack), the primary microcrack system was closing up to only 20% of PS. In this interval the coefficient of anisotropy *k* decreased (Fig. 3d).

Between 20% and 30% of PS, the vector of minimum velocity changed its orientation from the direction perpendicular to the foliation to the direction perpendicular to the preexisted crack (Fig. 3e and f). During this period of minimum velocity reorientation, the coefficient of anisotropy *k* kept constant value and there was no substantial AE activity. In this interval, the preexisted crack started to play the main role in mechanical behavior of examined specimen.

In the interval 30–85% of PS, the coefficient of anisotropy *k* remained constant and also the orientation of velocity ellipsoid was stable. In comparison with intact Sample I, the AE foci were not randomly distributed but they clustered around preexisted crack (comparing Fig. 4a with Fig. 5b and c). At 85% of PS a slight stress drop occurred. After the stress drop, there was observed a fast increase in AE activity leading to sample failure.

The *RMS* error (Fig. 3e) was mostly about 160 m/s up to 85% of PS and it increased to 220 m/s as the stress drop occurred. After the stress drop, the *RMS* error was slightly increasing up to the failure. The *RMS* error behavior was probably caused by increase in local heterogeneity in the sample.

Orientation of preexisted crack corresponded to the plane fitted through the AE hypocenters. This plane had a normal with orientation 283°/12° (Fig. 3e). Anticipated failure plane obtained from the velocity ellipsoid had a normal with orientation 307°/12°.

5. Discussion

The chosen velocity model, determined by the velocity ellipsoid, has some limitations in describing the anisotropic properties.

Table 2
Sample II: input data for triaxial ellipsoid approximation – orientation end values of 55 measured velocity vectors for three selected transmission cycles; azimuth from direction of sensor pair 2_4; inclination from horizontal plane.

Sensor pair	Azimuth	Inclination	Measured velocity [m/s]		
	[°]	[°]	PS: 0%	PS: 30%	PS: 99%
'3_1'	90.0	0.0	5532	5532	5253
'6_1'	60.0	33.7	5203	5203	5153
'7_1'	105.0	30.8	5224	5224	5132
'11_1'	255.0	30.8	5044	5044	5000
'12_1'	300.0	33.7	4964	4964	4747
'13_1'	270.0	67.5	4444	5164	4170
'14_1'	90.0	67.1	4771	5333	5230
'4_2'	180.0	0.0	5714	5714	5714
'7_2'	150.0	33.7	5153	5153	5153
'8_2'	195.0	30.8	5319	5468	5468
'9_2'	30.0	33.7	5010	5522	4831
'12_2'	345.0	30.8	5468	5468	5417
'13_2'	0.0	67.5	4634	5214	5214
'14_2'	180.0	67.1	4729	5230	5281
'5_3'	285.0	30.8	5087	5132	5044
'8_3'	240.0	33.7	5466	5578	5637
'9_3'	75.0	30.8	5044	5224	4718
'10_3'	120.0	33.7	4919	4919	4875
'13_3'	90.0	67.5	4594	5115	5115
'14_3'	270.0	67.1	4771	5230	5230
'5_4'	330.0	33.7	5203	5203	4919
'6_4'	15.0	30.8	5572	5572	5572
'10_4'	165.0	30.8	5087	5087	4835
'11_4'	210.0	33.7	5253	5253	5253
'13_4'	180.0	67.5	4929	5265	5265
'14_4'	360.0	67.1	5083	5386	5386
'7_5'	120.0	0.0	5532	5532	5000
'9_5'	0.0	66.6	4638	5109	4479
'10_5'	225.0	77.4	4330	4999	4330
'11_5'	270.0	53.1	4631	5001	4871
'12_5'	315.0	50.1	4830	5217	5016
'13_5'	300.0	74.3	4496	5167	4309
'8_6'	210.0	0.0	5778	5778	5778
'9_6'	45.0	50.1	4742	5323	4952
'10_6'	90.0	66.6	4541	5069	5030
'11_6'	315.0	77.4	4488	5082	5124
'12_6'	0.0	53.1	5035	5138	5138
'13_6'	30.0	74.3	4595	5333	5367
'9_7'	90.0	53.1	4871	5283	4871
'10_7'	135.0	50.1	4771	5252	5182
'11_7'	180.0	66.6	4671	5231	5231
'12_7'	45.0	77.4	4842	5256	5256
'13_7'	120.0	74.3	4726	5265	5265
'9_8'	135.0	77.4	4658	4919	4694
'10_8'	180.0	53.1	4840	5210	5174
'11_8'	225.0	50.1	4984	5252	5287
'12_8'	270.0	66.6	4954	5231	5231
'13_8'	210.0	74.3	4922	5367	5402
'11_9'	60.0	0.0	5591	5843	5049
'14_9'	60.0	74.2	4706	5207	4788
'12_10'	150.0	0.0	5532	5532	5200
'14_10'	150.0	74.2	4552	5307	5273
'14_11'	240.0	74.2	4602	5341	5376
'14_12'	330.0	74.2	4843	5273	5273
'14_13'	0.0	90.0	4669	5258	5258

A general anisotropic medium is fully characterized by 21 independent elastic constants. The introduced example of anisotropic velocity model makes use of only P-waves. It considers a medium, in which there is only one direction of maximum and minimum velocities, which, moreover, are mutually perpendicular. This is a significant simplification compared to the most general condition of material anisotropy (see also [20]). In case of rocks, the resultant velocity anisotropy is a complicated function of the lattice, grains shape, their preferred orientations and modal composition, and as well as the effects of cracks and pores In general, the mechanical properties are controlled by effective elastic parameters, which lead

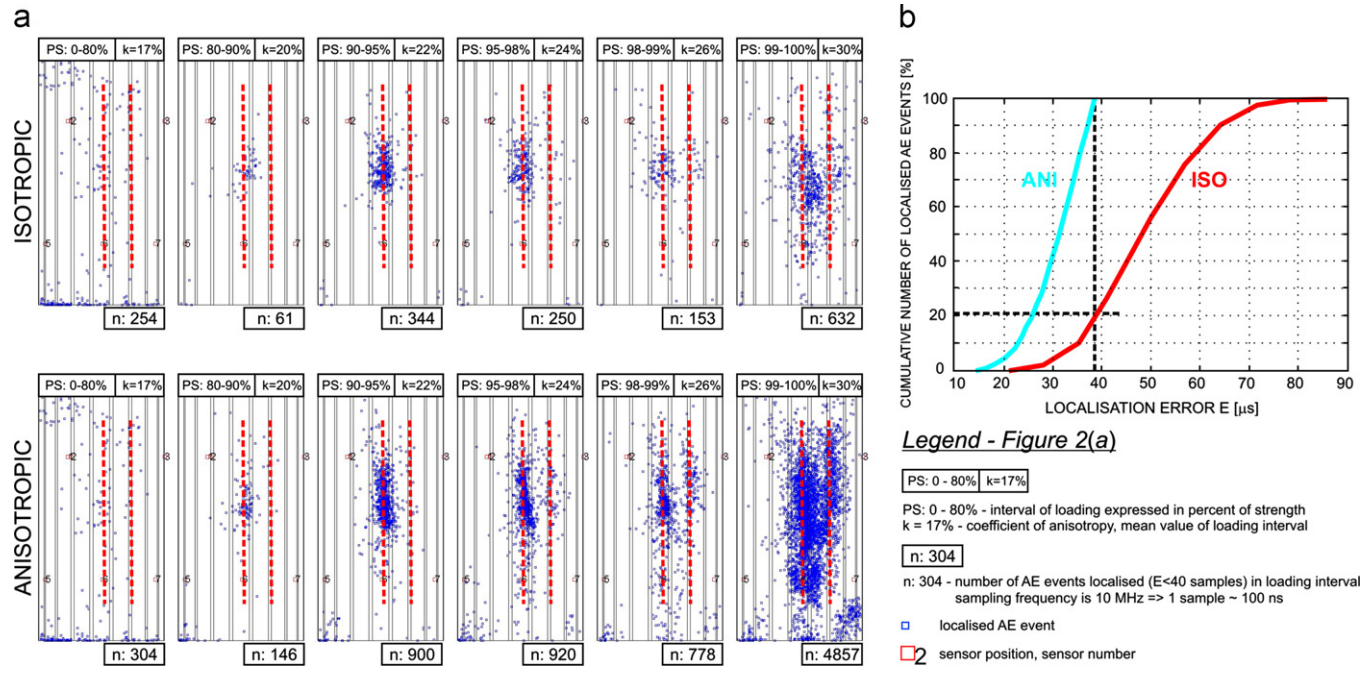


Fig. 2. Localization of strong AE events monitored during the uniaxial loading of migmatite Sample III. The use of velocity ellipsoid model (ANISOTROPIC) is compared with constant velocity model (ISOTROPIC). (a) AE hypocentres distribution and (b) localization error.

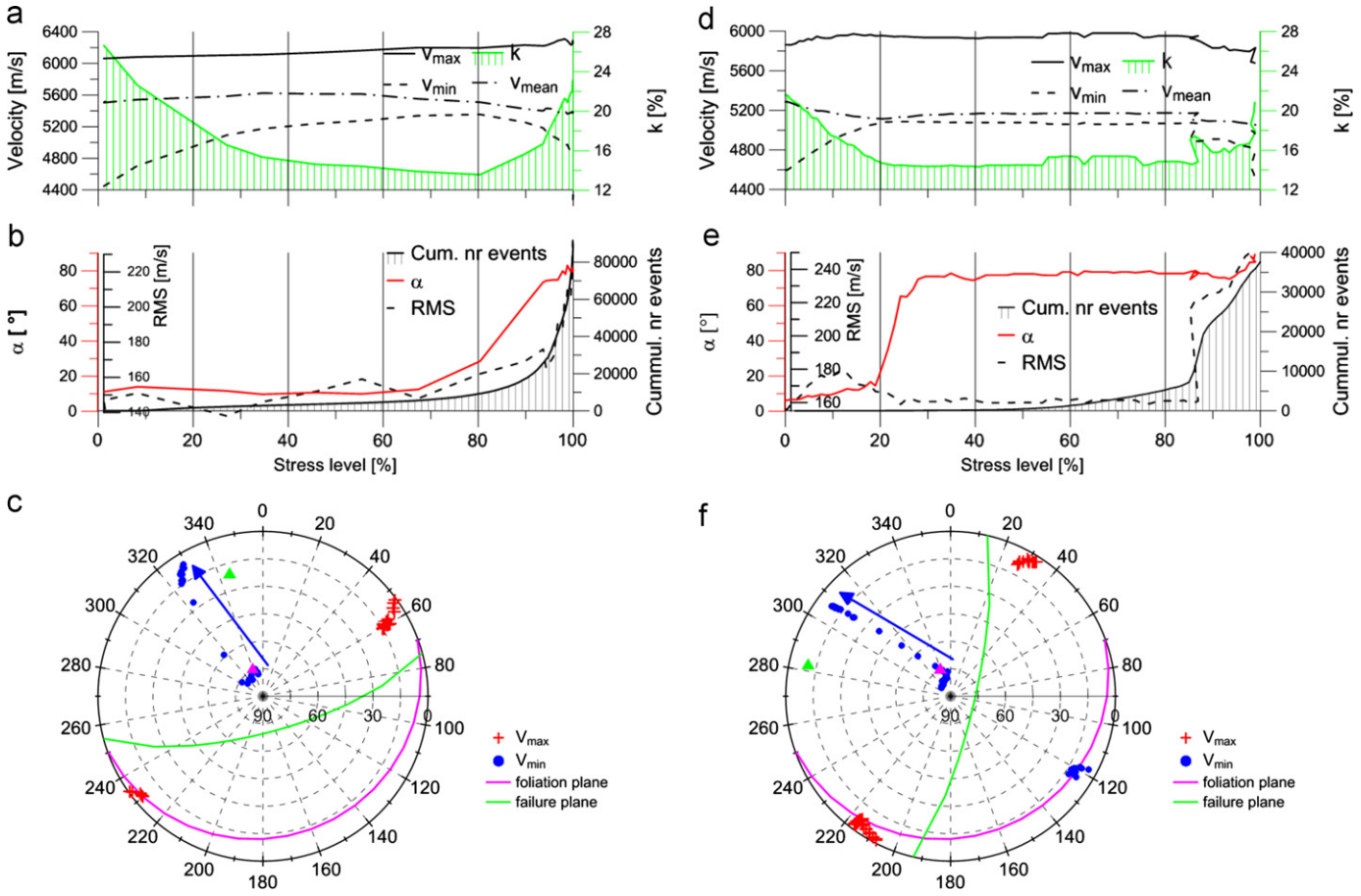


Fig. 3. Loading of Sample I and Sample II up to failure (expressed in percentage of peak strength). (a,d) Maximum, mean and minimum velocities and coefficient of anisotropy k (according to Eq. (2)). (b,e) The cumulative number of acoustic emission events and α, the angle between the direction of loading and the minimum velocity vector. (c,f) Rotation of the velocity ellipsoid. Directions of the maximum and minimum velocities shown in stereographic projection into the lower hemisphere. The arrows indicate how the minimum velocity vector rotated.

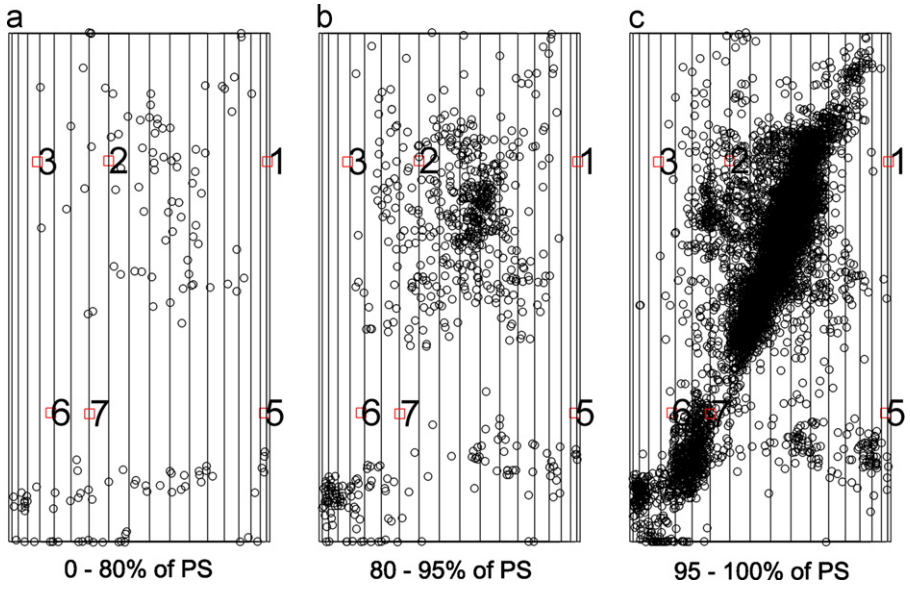


Fig. 4. Sample I: location of AE events in three intervals of loading.

to the simplification of velocity anisotropy and this can correspond to the model of the triaxial velocity ellipsoid.

The triaxial ellipsoid is a simple homogenous anisotropic velocity model which may be calculated from ultrasonic transmission data measured by a sparse sensor network. In the final stage of loading the velocity anisotropy is strongly influenced by the emerging failure plane (area of P-wave velocity reduction). Thus it may be possible to estimate the orientation of failure plane from orientation of velocity ellipsoid even if the using of homogeneous model is a simplification of a velocity distribution. This model allows to determine the value and orientation of maximum and minimum velocity in directions where the velocities were not directly measured. The velocity ellipsoid model allows a different and simpler way of interpretation compared to direct measurement of P-wave velocity heterogeneity.

The *RMS* error was used to evaluate the fit of ellipsoid model to the direct measured velocities. The *RMS* error remained almost on the same level (Sample I: 0–90% of PS; Sample II: 0–85% of PS) after exceeding this level it began to increase in connection with increasing local heterogeneity caused by fracturing of the samples. It did not exceed 250 m/s and during both experiments it was less than 5% of average model velocity and less than 13% of (v_{max}–v_{min}).

At a certain level of loading (Sample I: 95% PS; Sample II: 30% PS), the orientation of velocity ellipsoid corresponded to the orientation of future failure plane. The differences between the orientation of failure plane determined from AE hypocentres and the one from velocity ellipsoid were: Sample I: 20° in azimuth, 3° in inclination; Sample II: 24° in azimuth, 0° in inclination. The fact that the preexisted crack (future failure plane) did not go through the central part of the Sample II might have been the reason that there were no significant improvement between 8 and 14 sensor net.

The triaxial ellipsoid was compared with isotropic velocity approach as a model for AE localization. The localization of strong AE events monitored during uniaxial loading of migmatite Sample III is presented as an example of great differences between applied models. The ratio of the number of events localized with ellipsoid model to the number of events localized with constant velocity model was increasing with velocity anisotropy from 1.2 (k=17%) to 7.7 (k=30%). The position of macroscopically visible failure planes was compared to the clusters of AE hypocenters monitored during the final stages of loading. Unlike the use of isotropic velocity model, the use of ellipsoid velocity model lead to a good agreement between macroscopically visible cracks and clusters of AE events in case of all tested samples.

6. Conclusion

A simple method of analyzing the elastic wave velocity anisotropy was developed and experimentally verified. It is based on the approximation of ultrasonic transmission velocities by triaxial ellipsoid. This method allows the ultrasonic transmission, measured by a sparse net of sensors, to be used not only for determination of magnitude but also for the orientation of velocity anisotropy. An optimization approach was used to determine the six parameters, which fully define the ellipsoid. The proposed method is, therefore, suitable for measurement networks with different numbers of sensors. In general, six independent parameters are sufficient to define the velocity ellipsoid.

The velocity ellipsoid method makes possible to monitor the changes in magnitude and orientation of velocity anisotropy. These changes may be induced by the closing of primary microcracks (beginning of the loading) or by the increasing number of microcracks (before the failure). These changes can be interpreted with regard to the deformation process of materials. In the case of measurements of rock specimens, it was found that the maximum velocity (the principal axis of the ellipsoid) remained in the foliation plane in the direction of lineation during whole loading process while the minimum velocity turned from the direction perpendicular to the foliation to the direction perpendicular to the failure plane.

The proposed method may also be used for completely different anisotropic materials and for various configurations of the sparse measurement network. It can be also used for monitoring the degree of fracturing and for estimating the orientation of the failure plane.

The use of time-variable ellipsoidal velocity model led to a better localization of acoustic emission events in comparison with time-variable constant velocity model. The position of failure plane determined by the clustering of acoustic events foci coincided closely with observed sample failure.

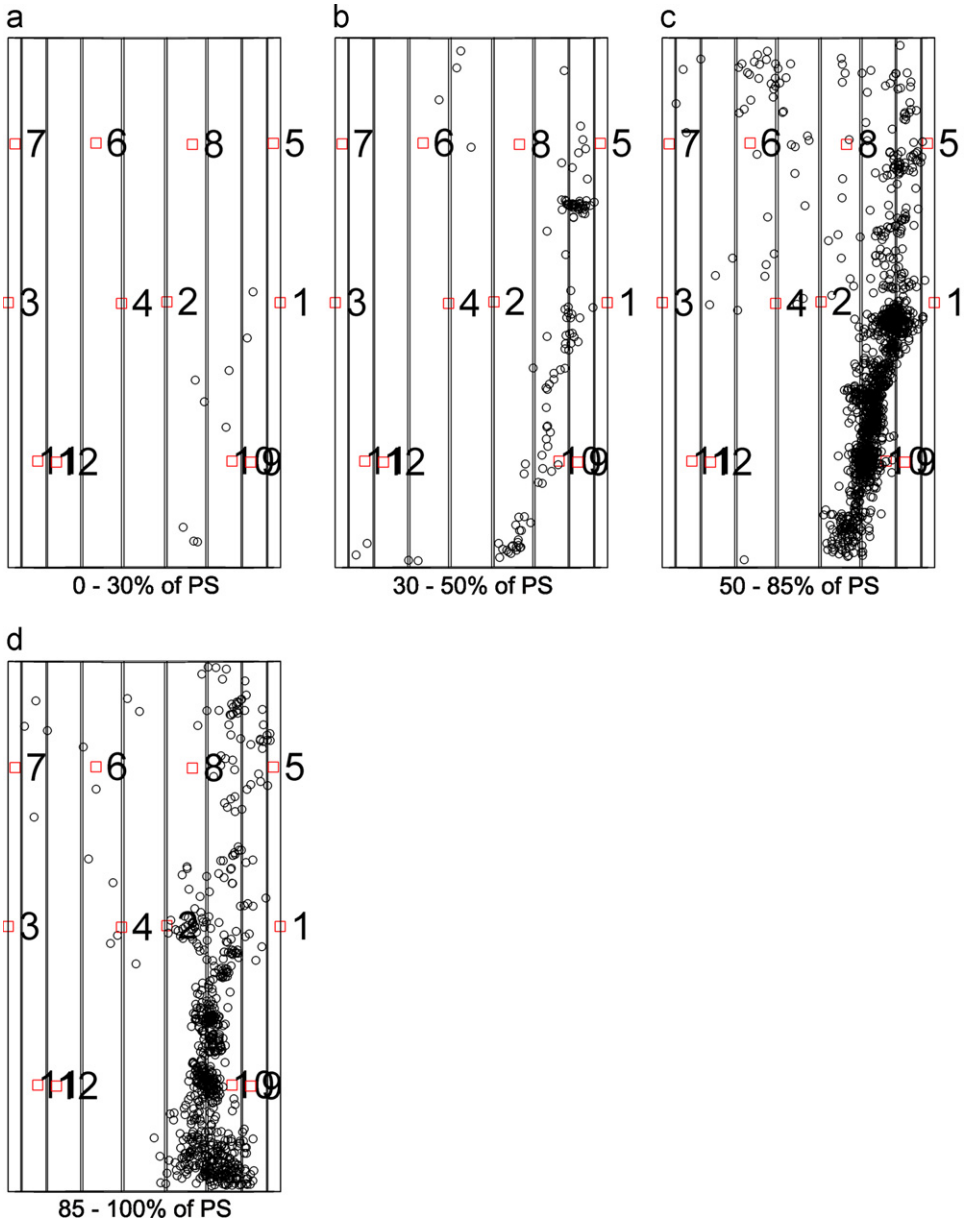


Fig. 5. Sample II: location of AE events in four intervals of loading.

Acknowledgments

This study was partially supported by the Institutional Research Plan No. RVO 67985831 of the Institute of Geology, AS CR, v.v.i., the Research Project of the Ministry of Education No. MSM 0021620855 and by the Project no. P104/12/0915 of the Czech Sciences Foundation.

References

[1] Brown ET. Rock characterization, testing & monitoring: ISRM suggested methods ("Yellow Book"). Published for the commission on testing methods of ISRM. Oxford: Pergamon Press; 1981 p. 211.
[2] Ulusay R, Hudson JA. The complete ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitoring; 1974–2006: prepared by the commission on testing methods international society for rock mechanics. ISRM Turkish National Group Ankara Turkey 2007:628.
[3] Wenk HR. Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis. Orlando: Academic Press; 1985.
[4] Schoenberg M, Sayers CM. Seismic anisotropy of fractured rock. Geophysics 1995;60:204–11.
[5] Babuška V. Elastic anisotropy of igneous and metamorphic rocks. Studia Geoph Geod 1968;12:291–303.
[6] Liu HH, Rutqvist J, Berryman JG. On the relationship between stress and elastic strain for porous and fractured rock. Int J Rock Mech Min Sci 2009;46:289–96.
[7] Barton N. Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. London: Taylor & Francis, Balkema; 2007.
[8] Pros Z, Podroužková Z. Apparatus for investigating the elastic anisotropy on spherical samples at high pressure. Veröff Zentralinst Physic Erde 1974;22:42–7.
[9] Pros Z. Investigation of anisotropy of elastic properties of rocks on spherical samples at high hydrostatic pressure. High pressure and temperature studies of physical properties of rocks and minerals. Kiev: Naukova Dumka 1977:56–7 [in Russian.
[10] Petružálek M, Vilhelm J, Lokajíček T, Rudajev V. Assessment of P-wave anisotropy by means of velocity ellipsoid. Acta Geod Geomat 2007;147:23–31.
[11] Rao MVMS K. Failure zone development in andesite as observed from acoustic emission locations and velocity changes. Phys Earth Planet Inter 1995;88:131–43.
[12] Fortin J, Stanchits S, Dresen G, Guéguen Y. Acoustic emission and velocities associated with the formation of compaction bands in sandstone. J Geophys Res 2006;111:B10203.

[13] Sano O, Kudo Y, Mizuta Y. Experimental determination of elastic constants of Oshima granite, Barre granite and Chelmsford granite. J Geophys Res 1992;97:3367–79.
[14] Takemura T, Oda M. Changes in crack density and wave velocity in association with crack growth in triaxial tests of Inada granite. J Geophys Res 2005;110:B05401.
[15] Nara Y, Kato H, Yoneda T, Kaneko K. Determination of three-dimensional microcrack distribution and principal axes for granite using a polyhedral specimen. Int J Rock Mech Min Sci 2011;48:316–35.
[16] Pros Z, Lokajíček T, Klíma K. Laboratory study of elastic anisotropy on rock samples. Pure Appl Geophys 1998;151:619–29.
[17] Pros Z, Lokajíček T, Přikryl R, Klíma K. Direct measurement of 3-D elastic anisotropy on rocks from the Ivrea zone (Southern Alps, NW Italy). Tectonophysics 2003;370:31–47.
[18] Přikryl R, Lokajíček T, Pros Z, Klíma K. Fabric symmetry of low anisotropic rocks inferred from ultrasonic sounding: implications for the geomechanical models. Tectonophysics 2007;431:83–96.
[19] Ullemeyer K, Siegesmund S, Rasolofosaon PNJ, Behrmann JH. Experimental and texture-derived P-wave anisotropy of principal rocks from the TRANSALP traverse: an aid for the interpretation of seismic field data. Tectonophysics 2006;414:97–116.
[20] Louis L, Robion P, David C. A single method for the inversion of anisotropic data sets with application to structural studies. J Struct Geol 2004;26: 2065–72.
[21] Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part II. J. Geophys Res 1961;66:2199–224.
[22] Lokajíček T, Klíma K. A first arrival identification system of acoustic emission (AE) signals by means of a high-order statistics approach. Meas Sci Technol 2006;17:2461–6.
[23] Sedlak P, Hirose Y, Khan SA, Enoki M, Sikula J. New automatic localization technique of acoustic emission signals in thin metal plates. Ultrasonics 2009;49:254–62.
[24] Svitek T, Rudajev V, Petružálek M. Determination of P – wave arrival time of acoustic events. Acta Mont Slovaca 2010;15:145–51.
[25] Meju MA. Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice. Tulsa: Soc Explor Geophys; 1994 p. 296.
[26] Grosse CU, Ohtsu M. Acoustic emission testing: basics for research – applications in civil engineering. Heidelberg: Springer; 2008.

Příloha 5

Publikace 4

Petružálek, M., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2015a). Fracturing process of migmatite samples monitored by acoustic emission and ultrasonic sounding. *Int.J. Rock Mech. Min. Sci.,* v recenzním řízení

Elsevier Editorial System(tm) for International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences

Manuscript Draft

Manuscript Number:

Title: FRACTURING PROCESS OF MIGMATITE SAMPLES MONITORED BY ACOUSTIC EMISSION AND ULTRASONIC SOUNDING

Article Type: Paper

Keywords: Anisotropy; Fracturing process; Acoustic emission; Ultrasonic sounding.

Corresponding Author: Mr. Matěj Petružálek,

Corresponding Author's Institution: Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6 - Lysolaje, Czech Republic

First Author: Matěj Petružálek

Order of Authors: Matěj Petružálek; Tomas Lokajicek; Tomas Svitek

- The attenuation of ultrasonic waves was used to determine the crack initiation stress.
- The mutual orientation between foliation and maximum compression stress determines the failure mode of tested samples.
- The combination of splitting, shearing and sliding was found to control the fracturing of the sample with sub-horizontal foliation.
- Shearing and sliding were dominant in the fracturing of samples with oblique foliation. With greater dip of foliation, we found an increasing role of sliding at the expense of shearing.
- Due to the favorably oriented system of microcracks already present, shearing and splitting was at the same level during fracturing of the sample with sub-vertical foliation before nucleation began.

*Manuscript
Click here to view linked References

FRACTURING PROCESS OF MIGMATITE SAMPLES MONITORED BY ACOUSTIC EMISSION AND ULTRASONIC SOUNDING

M. Petružálek[a,b,1], T. Lokajíček[a], T. Svitek[a]

[a]*Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6 – Lysolaje, Czech Republic*

[b]*Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 128 43 Prague 2, Czech Republic*

ABSTRACT

Migmatite from the Skalka region (Czech Republic) was chosen as the experimental rock material. It has a macroscopically visible plane-parallel structure (foliation). The foliation was caused mainly by biotite grain arrangement. Cylindrical samples of migmatite with sub-horizontal, sub-vertical and oblique foliation were uniaxially loaded up to failure. A network of 8 broadband sensors was employed for acoustic emission monitoring and ultrasonic sounding. A grid search method with an anisotropic velocity model was used for AE hypocenter localization. The source types of successfully localized events were determined from the average first arrival amplitude. Structural anisotropy of the tested rock material caused the anisotropy of its mechanical properties (peak strength, Young's modulus) as well as a different fracturing process depending on the angle between the axial stress and the foliation plane. The combination of splitting, shearing and sliding was found to control the fracturing of samples with sub-horizontal foliation. Shearing and sliding were dominant in the fracturing of samples with oblique foliation. With greater dip of foliation, the role of sliding increased at the expense of shearing. Due to the favorably oriented system of microcracks already present, the shearing and splitting was at the same level during fracturing of samples with sub-vertical foliation before nucleation began.

KEY WORDS

Anisotropy, Fracturing process, Acoustic emission, Ultrasonic sounding

INTRODUCTION

The process of failure of low-porosity rocks depends on their mechanical properties and actual stress and temperature conditions. At low pressure and low temperature, brittle failure is most common. This is a progressive process requiring the initiation, growth and coalescence of cracks [1]. Stress strain behavior of low-porosity crystalline rocks during laboratory compression experiments is divided into four characteristic stages: crack closure, elastic region, stable crack growth and unstable crack growth which leads to brittle failure, [2, 3, 4, 5, 6, 7].

The fracturing process of stressed rock begins with crack initiation (σ_{ci}), which for low-porosity rocks occurs approximately at 40-50% of peak strength (σ_p) [5, 7]. After σ_{ci}, dilatancy begins and stable crack growth follows up to the crack damage threshold (σ_{cd}), which is approximately at 80% of σ_p [5]. After crossing the crack damage level, there is unstable crack growth accompanied with nucleation of the fault plane (σ_n) at 97-100% of σ_p [8]. The stress drop accompanied with the formation of a macro-scale shear failure plane follows after peak stress is crossed.

Throughout stable crack growth, the generation and propagation of tension cracks is supposed to be dominant [9, 10]. Because the tension cracks are parallel to the maximum compressive stress, they cause a nonlinear increase in lateral strain while the axial strain remains linear with increasing stress. In the plane perpendicular to maximum stress, these tension cracks also decrease elastic wave velocities while increasing wave attenuation, velocity anisotropy and shear wave splitting [11]. After crossing σ_{ci}, there is an onset in

1 Corresponding author. Tel.: +420 224 313 520
E-mail address: petruzalek@gli.cas.cz (Matěj Petružálek)

acoustic emission (AE) activity [12]. When isotropic material is fractured, random space distribution and dominance of tension source types is characteristic for AE events at this stage of loading [11].

The crack damage threshold corresponds to the reversal point in the volumetric stiffness curve [5]. Unstable crack growth follows after σ_{cd}, already existing tension cracks connect with shear ones, which also initiate new tension cracks and after reaching peak strength eventually lead to failure [13]. There is an exponential increase in AE activity [12], AE events cluster around the failure plane [1, 11] and the shear type of sources begins to dominate as the nucleation process starts [11]. The fracturing process is also influenced by grain size [14, 15], presence of predisposed fault planes [16, 17] and the loading regime [18].

The fracturing process of isotropic rocks is well described, but there are only a few studies of the fracturing of anisotropic low-porosity rocks. Shea and Kronenberg (1993) [19] studied the role of mica concentration and spatial arrangement in rock failure under triaxial loading. Rawling et al. (2002) [20] found that the initiation of cracks is mostly affected by the orientation of the weakest mineral relative to the axial stress. Kwasniewski (2007) [21] described the dilatancy process of foliated schist under true triaxial compression. Hakala et al. (2007) [22] thoroughly investigated the anisotropy of mechanical properties and the fracturing process of migmatic mica gneiss.

This paper presents a laboratory study of the fracturing process of foliated migmatite under uniaxial loading and describes a different fracturing behavior depending on the mutual orientation of foliation, microcrack alignment and acting stress.

SAMPLE MATERIAL AND EXPERIMENTAL SETUP

Migmatite, a highly anisotropic rock material from the Skalka region in the Bohemian - Moravian Uplands was used as the experimental rock material. Mineralogical analyses showed a plane-parallel arrangement of the clusters of individual minerals in the migmatite samples (Figure 1). These rock-forming minerals were quartz, potassium feldspar, plagioclase, muscovite, biotite and amphibole.

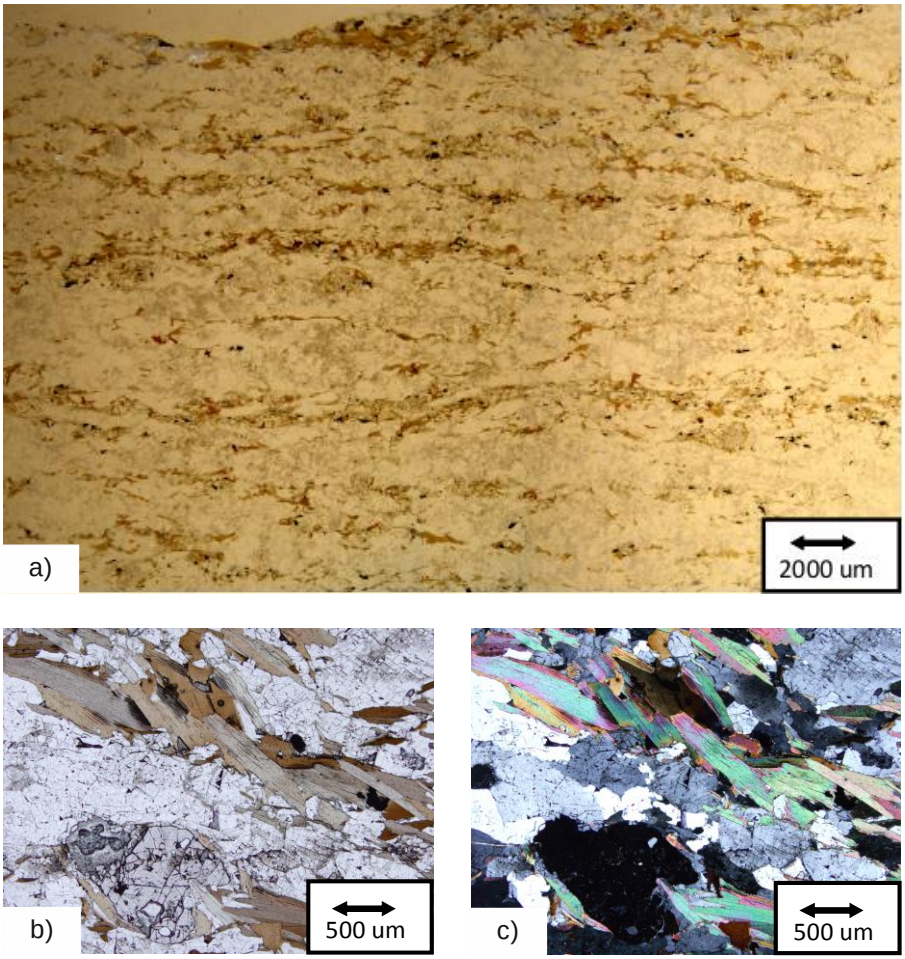


Figure 1 -. Plane-parallel texture of migmatite; a) photograph of whole thin section; b) detail of thin section under plane-polarized light; c) detail of thin section under cross-polarized light.

The average size of the grains was from 0.5 mm (quartz) to 2 mm (mica). The migmatite had a distinct, macroscopically visible foliation. There was also lineation in the foliation plane, caused by elongation of biotite - amphibole aggregates. The combination of the foliation plane and lineation in this plane should correspond to the orthorhombic elastic symmetry of the rock matrix.

Detailed P-wave velocity distribution and its changes under hydrostatic pressure loading were measured to determine the elastic anisotropy and primary microcrack orientation [23]. The P-wave velocity was measured on a 50 mm spherical sample in 132 independent directions [25, 26] under hydrostatic pressure up to 200 MPa. At atmospheric pressure, the minimum velocity (4 km/s) direction was perpendicular to the migmatite foliation (Figure 2a). The maximum velocity (5.9 km/s) direction lay in the foliation plane in the direction of lineation. The velocity in the foliation plane was within an interval from 5.6 km/s to 5.9 km/s (Fig. 2a). The orientation of velocity anisotropy did not change during the entire hydrostatic loading experiment up to 200 MPa (Figure 2b), where most of the microcracks should be closed. The velocity difference between 200 MPa and atmospheric pressure (Figure 2c) was caused mainly by the closing of microcracks. The size and nature of the anisotropy of the velocity difference indicated the presence of a microcrack system whose orientation was parallel to the foliation plane. Velocity measurements returned to their original values after unloading. A reversible process closing the microcrack system parallel to foliation occurred under hydrostatic pressure loading. This experiment confirmed the anticipated orthorhombic symmetry of the rock matrix. The presence of microcracks parallel with foliation increases the difference between maximum and minimum velocity (magnitude of anisotropy) but does not change the type or orientation of symmetry caused by the rock matrix.

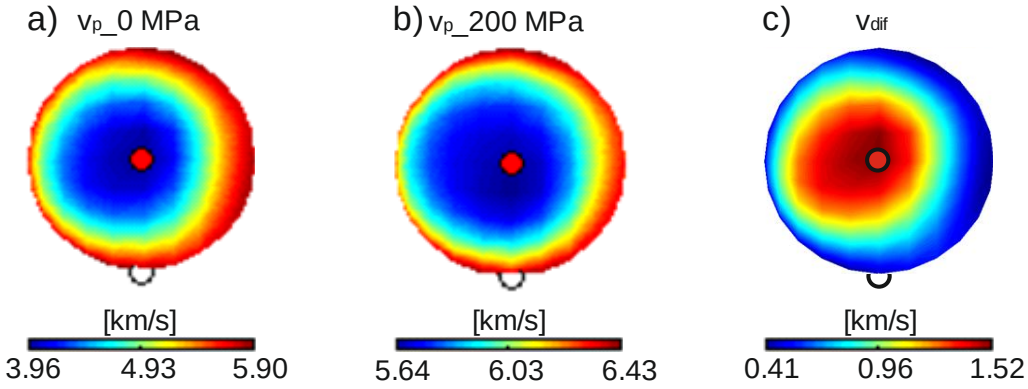


Figure 2 - P-wave velocity distribution projected on upper hemisphere. a) Velocity distribution under atmospheric pressure. b) Velocity distribution under 200 MPa of hydrostatic pressure. c) Velocity difference between measurements at 200 MPa and at atmospheric pressure.

Cylindrical samples of migmatite 50 mm in diameter and 100 mm tall were uniaxially loaded by means of a digitally controlled MTS815 servo-hydraulic press at a constant loading rate (10 N/s) up to failure. Samples with different dip of foliation were tested: sub-horizontal (13°), sub-vertical (81°) and oblique (47° and 67°), as is shown in Figure 3.

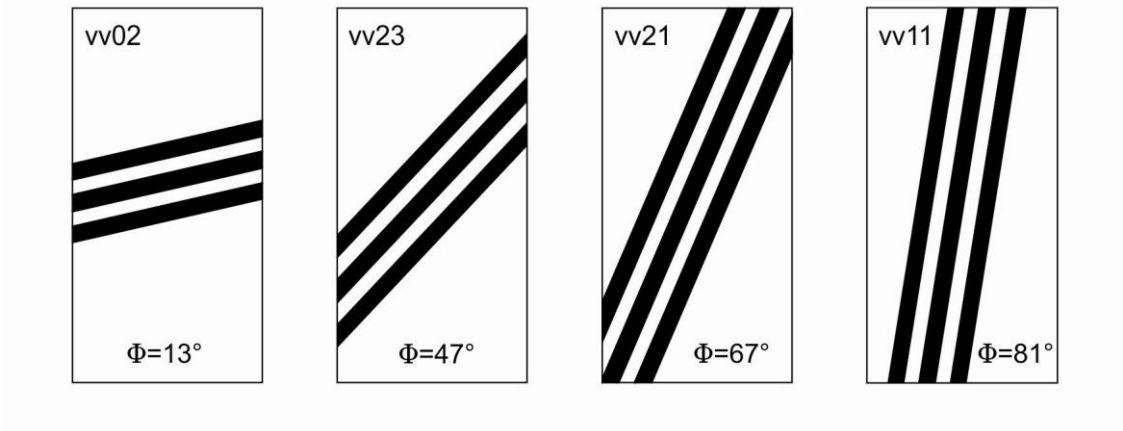


Figure 3 - Orientation of foliation of individual tested samples, loading was applied in vertical direction

Two axial MTS extensometers and a MTS circumferential extensometer were attached to the sample to evaluate the relative deformations. Eight broadband acoustic emission sensors (WD - Physical Acoustic Corporation, USA) 1.5 cm in diameter were attached to the surface of the samples (Figure 4) and were used for acoustic emission (AE) monitoring as well as ultrasonic sounding (US). A high-voltage sine pulse with a frequency of 200 kHz was used as a source of US. This corresponds to wavelengths of 2 - 3 centimeters for velocities from 4 to 6 km/s. The AE and ultrasonic transmission waveforms were recorded by a multi-channel transient recorder (Vallen System AMSY - 5, Germany). This apparatus was set up in triggered regime, the sampling rate was 10 MHz and the length of recorded waveforms was 2,048 points, each point with 16 bit resolution of the A/D converter.

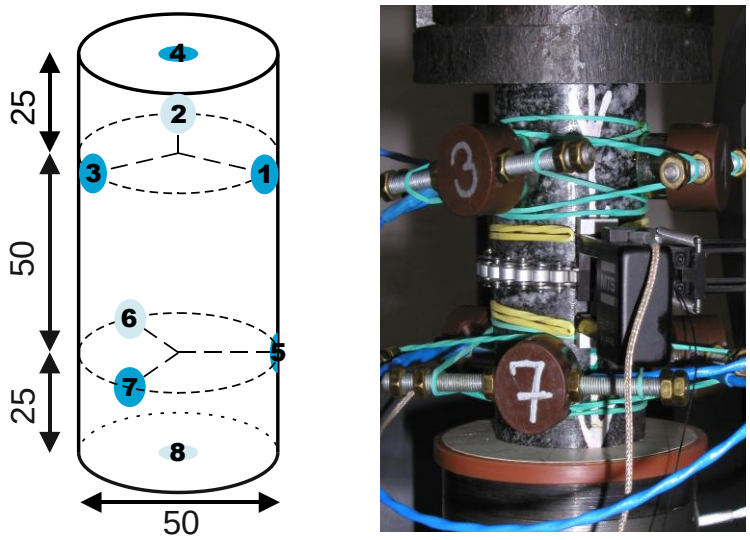


Figure 4 Experimental setup showing the location of 8 AE sensors on the cylindrical sample

PROCESSING OF MEASURED DATA

For some samples, the measured relative axial deformation was not correct due to the contact of axial extensometers with rubber bands which were used to attach the AE sensors. Loading of the dural calibration sample showed inflection points in the circumferential deformation which should not be present and might lead to misinterpretation of experimental data. From these reasons, the extensometric data were not used in interpretation. The relative axial deformation was evaluated from loading frame displacement using a dural calibration sample with known elastic properties. Apparent Young modulus was calculated from the linear part of the axial stress-axial strain relation.

A two-step AIC picker [26] was used to identify the onset times in recorded AE and US waveforms. The precision of this technique, verified by comparison with hand-picked travel times, was ± 0.2 μs. The resultant velocity error should have not exceeded 100 m/s. The measured velocity should correspond to the phase velocity considering the size of transducers, length of trajectories between the sensors and frequency range [27].

The ultrasonic transmission was performed in successive transmission cycles at selected loading levels. Every sensor acted as an ultrasonic wave transmitter while the others acted as receivers in one particular step. A velocity ellipsoid model was calculated as a least square approximation of measured velocities [17] for every transmission cycle. A grid search procedure was applied to locate the AE events. Only strong AE events with clear identification of first arrival time were localized. The velocity ellipsoid was used as an anisotropic velocity model. This model showed smaller localization error in comparison with the commonly used isotropic velocity model [17]. The accuracy of localization of strong AE events was ± 3 mm. That was estimated by the localization of known transmitting sensor position during ultrasonic transmission measurements and by localization of sources generated by the pencil lead breaking.

The first arrival amplitude was automatically determined for each recorded waveform of AE and US. The crack initiation stress σ_{ci} was determined at the point of first decrease in first arrival amplitude of US. The point where the AE cumulative count-axial stress relation changed from linear to exponential was defined as the crack damage stress σ_{cd} [22]. Source types of AE events were determined based on the average polarity of first

arrival [28]. Only the source types of AE events located in the middle part of the sample (*z* coordinate 25-75 mm, see Figure 4) with little error in the localization process (4 us) were interpreted.

EXPERIMENTAL RESULTS AND DISCUSSION

The uniaxial strength and apparent Young modulus (Tab. 1) were determined from the stress strain data (Figure 5). The uniaxial strength (σ_p) showed highest values for samples with sub-horizontal and sub-vertical foliation, while the samples with oblique foliation had lower values of σ_p. Similar anisotropic behavior of peak strength in dependence on foliation angle was described in [29, 30, 22, 31].

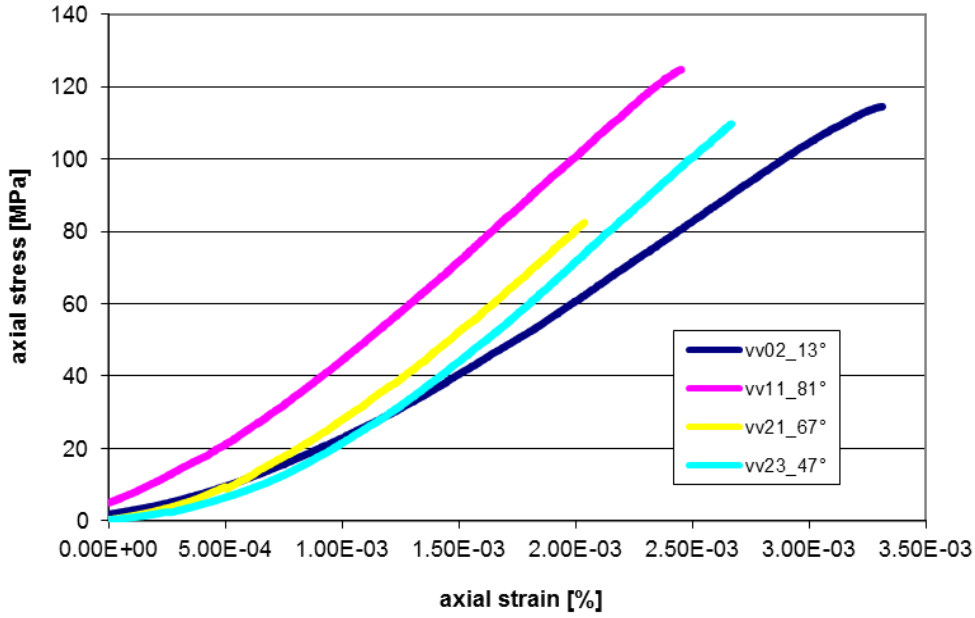


Figure 5 - Stress strain diagrams of tested samples

The value of apparent Young modulus increased with the foliation angle, which is in accordance with results published by [20, 22, 32].

Table 1 - Results of uniaxial experiments. Φ – dip of foliation, E – apparent Young modulus, σ_p – uniaxial peak strength, σ_{ci} – crack initiation stress in MPa and in percentage of σ_p , σ_{cd} – crack damage stress in MPa and in percentage of σ_p , σ_n – nucleation stress in MPa and in percentage of σ_p , n – number of AE events detected.

sample	Φ [°]	E [GPa]	σ_p [MPa]	σ_{ci} [MPa]	σ_{ci} [%]	σ_{cd} [MPa]	σ_{cd} [%]	σ_n [MPa]	σ_n [%]	n [-]
vv02	13	39.1	114.5	51.5	45	103.1	90	107.6	94	$4.1*10^4$
vv23	47	44.2	109.6	76.7	70	98.6	90	104.1	95	$2.7*10^4$
vv21	67	50.7	82.8	62.1	75	80.3	97	78.7	95	$0.6*10^4$
vv11	81	53.4	125.3	43.9	35	112.8	90	114.0	91	$7.3*10^4$

The crack initiation stress (σ_{ci}) was determined at the first decrease of first arrival amplitude of ultrasonic sounding in the horizontal direction which was most perpendicular to the failure plane (see figures on the left side of Figure 7). Samples with oblique foliation showed higher σ_{ci} in comparison to samples with sub-horizontal and sub-vertical foliation. The differences were greater when normalized by σ_p, because of lower σ_p for samples with oblique foliation. Cai et al. (2004) [5] summarized previous results of crack initiation stress determined on various types of mostly isotropic rocks. The crack initiation level was found to be 35-60 % of σ_p. Hakala et al. (2007) [22] determined σ_{ci} of anisotropic mica gneiss depending on the mutual orientation of the loading axis and foliation. Their results showed only slightly higher σ_{ci} for samples with oblique foliation (49% of σ_p) compared to ones with sub-horizontal and sub-vertical foliation (41% of σ_p). The crack initiation in isotropic samples or in samples with sub-horizontal and sub-vertical foliation is associated with microcracks parallel to the maximum compression stress. In this case, the ultrasonic method used for determining σ_{ci} is

suitable and considering its sensitivity, probably more reliable than other methods based on strain or AE measurements. In tested samples with oblique foliation, crack initiation was associated mainly with shear-type microcracks, for which the ultrasonic method is not so sensitive due to their smaller aperture. The very high values of σ_{ci} for samples with oblique foliation presented in this paper were caused by an unsuitable method for determining σ_{ci} in this particular case.

The crack damage level (σ_{cd}) corresponds to the stress at which the unstable microcracking begins. In this paper, σ_{cd} was determined at the beginning of exponential increase in AE cumulative count (Figure 7). The values of σ_{cd} were found to be 90-97% of σ_p, which is in accordance with the values of σ_{cd} (91-97% of σ_p) published in [22].

Figure 6 shows sample scale fractures caused by the failure of loaded samples. Failure planes were determined based on AE localization. In samples with foliation angles of 47°, 67° and 81°, the failure planes lay in the foliation plane. One failure plane developed in the sample with a 67° foliation angle. Several parallel failure planes developed in the sample with a 47° foliation angle. The development of several extension macrocracks parallel to foliation led to the failure of the sample with sub-vertical foliation. One shear plane cross-cutting the foliation caused the failure of the sample with sub-horizontal foliation. Even in this case, the foliation predetermined the orientation of the failure plane, both planar structures had the same strike. The described influence of mutual orientation between the loading axis and foliation on the failure of stressed samples is in accordance with the works of Nasseri et al. (1997) [29], Niandou (1997) [33], and Cho et al. (2012) [31].

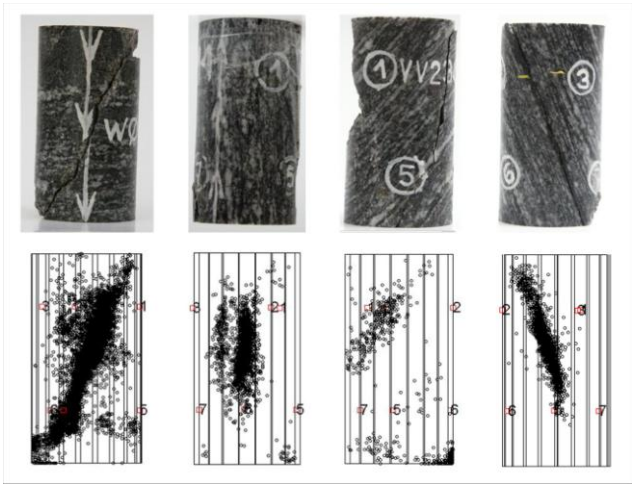


Figure 6 – Photographs of fractured samples and corresponding AE hypocenter distribution

The results of ultrasonic sounding, P-wave velocity and amplitude of first arrival reflected the anisotropic behavior of the fracturing process of all tested samples (Figure 7), which was most pronounced in the sample with sub-vertical foliation (Figure 7c, d).

The fracturing process of the sample with sub-horizontal foliation was dominated by tension-type microcracks up to 94% of peak strength. At 94% of σ_p, the nucleation phase began accompanied by a sharp increase in shear-type microcracks. The domination of shear-type AE events and continued increase of collapse-type AE events were seen as the sample approached failure (Figure 8a).

The sample with sub-vertical foliation was found to have an equal amount (45%) of tension and shear-type AE events before reaching nucleation phase at 91% of σ_p, where the percentage of shear-type AE sources sharply increased. After nucleation began, the amount of shear and collapse-type AE sources continuously increased as the sample approached failure (Figure 8b).

The dominance of non-tension-type AE sources was characteristic for the samples with oblique foliation. Nucleation began at 95% of peak strength and was accompanied with a continuous increase in collapse-type AE sources (Figure 8c,d).

Only in the sample with sub-horizontal foliation did the microfracturing process resemble the microfracturing of isotropic samples with dominant tension-type microcracks parallel to maximum compressive stress up to the nucleation stress level. The other samples showed different behavior with an important role being played by non-tension-type microcracking. Based on optical microscopy and SEM, Rawling et al. (2002) [20] reported that tension-type microfractures are dominant in triaxially loaded samples of biotite gneiss independent of the mutual orientation between maximum compressive stress and foliation. The different behavior of samples tested in this study might be caused by the presence of relatively large amounts of primary microcracks, most of which were parallel to foliation (Figure 2). The microfracturing behavior of migmatite samples was found to be consistent with the experimental study made by Singh et al. (2002) [34] to explain the anisotropic properties and

failure behavior of jointed rock masses. The sketches in Fig. 9 represent different failure modes of uniaxially-loaded models of a jointed rock mass. In the migmatite samples, the continuous joints in Fig. 9 correspond to the primary microcrack system parallel to foliation, the discontinuous ones may correspond to the boundaries between clusters of biotite and quartzo-feldspathic bridges.

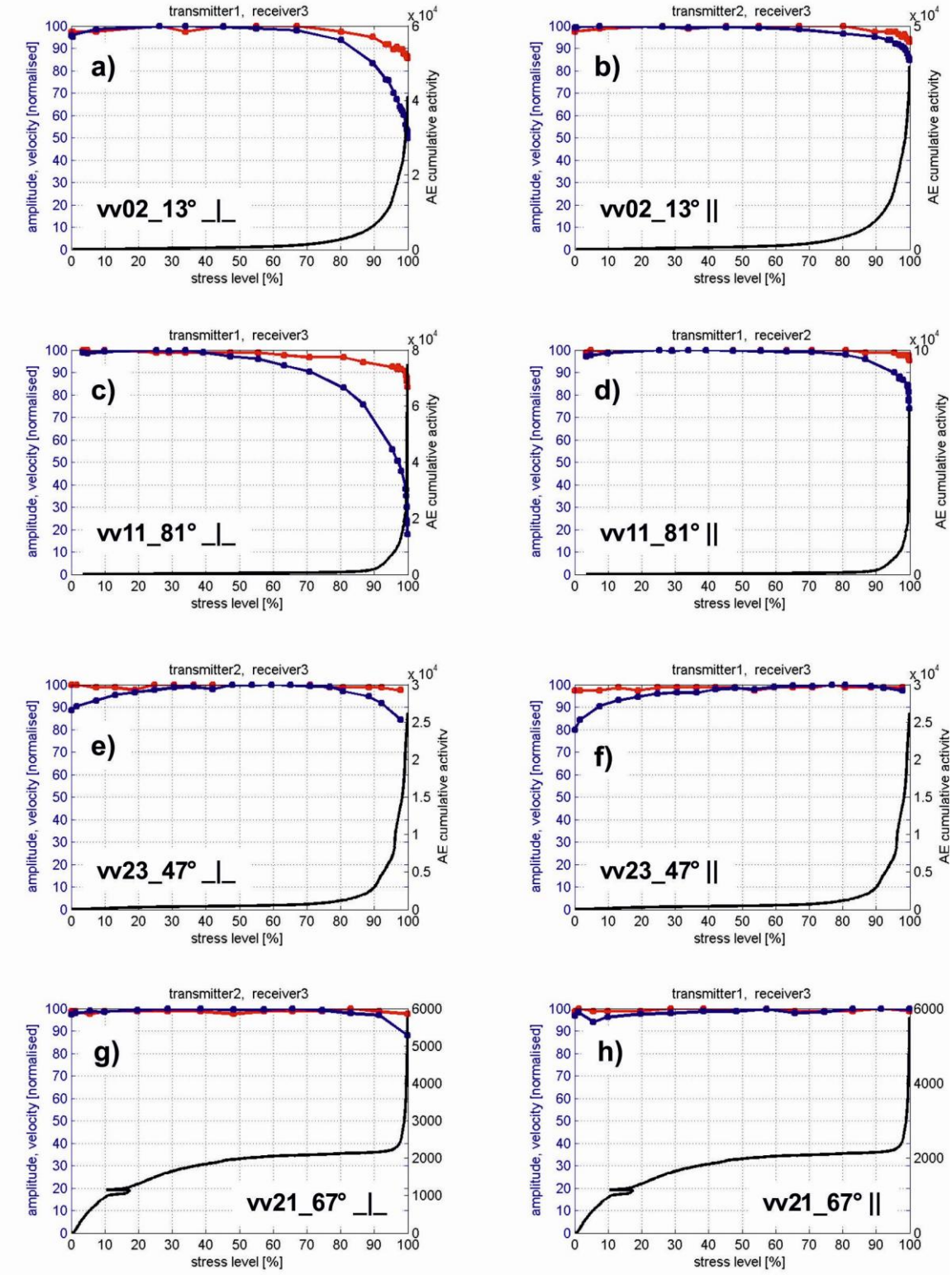


Figure 7 – P-wave velocity (red color), first arrival amplitude (blue color) and AE cumulative activity (black color). Figures on the left side correspond to the horizontal direction most perpendicular to the failure plane. Figures on the right side correspond to the horizontal direction most parallel to the failure plane.

In the sample with sub-horizontal foliation, the splitting mode, in which the extension microcracks dominate, was active up to nucleation. When the density of extensional microcracks was at the same level as their length, the nucleation process started and shearing dominated. Even if the dip of foliation was

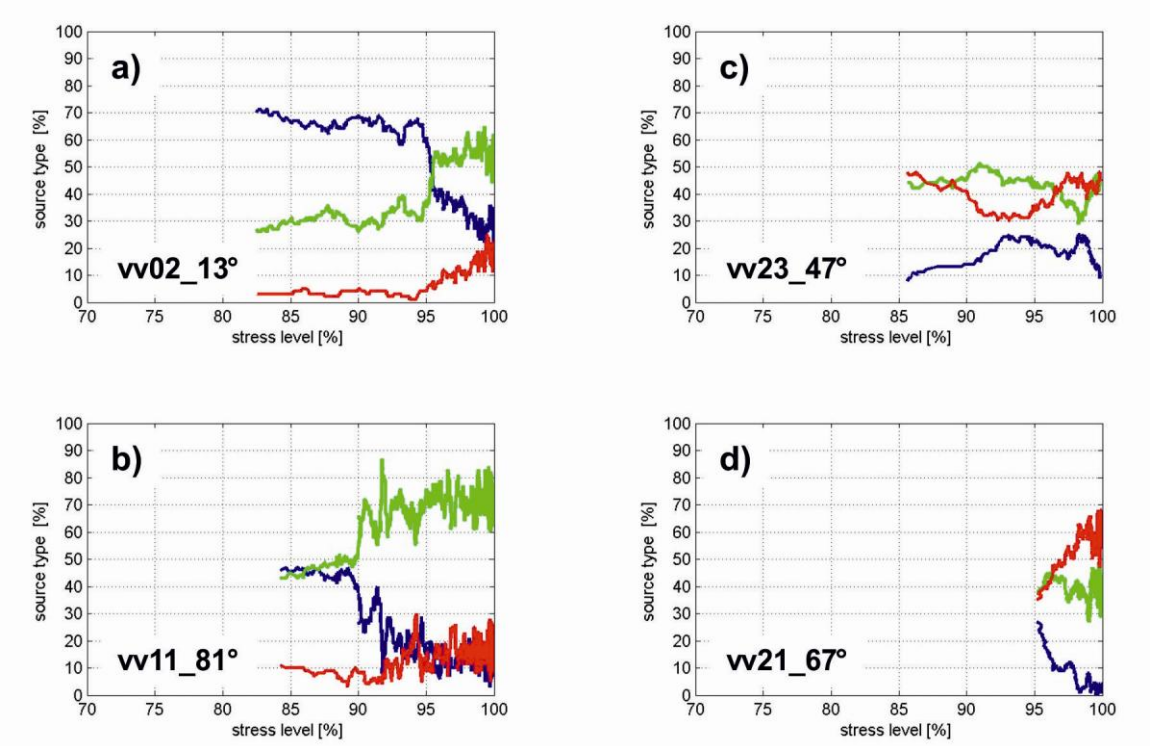


Figure 8 - *AE source type versus stress level, tension type- blue color, shear type- green color, collapse type- red color. a) sample vv02 with foliation angle 13°, b) sample vv11 with foliation angle 81°, c) sample vv23 with foliation angle 47° a) sample vv21 with foliation angle 67°.*

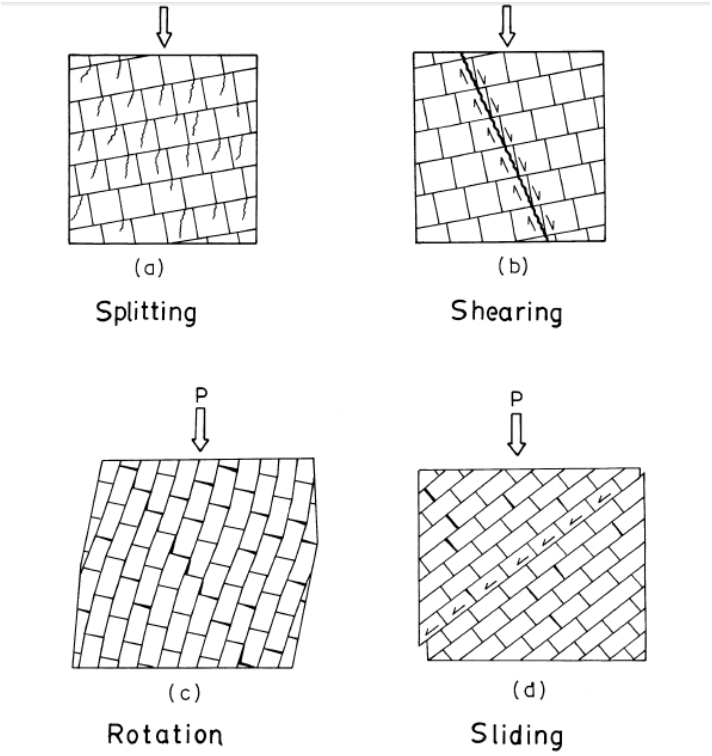


Figure 9 - *Sketches of modes of failure (from Singh et al., 2002 [34])*

small, sliding was also present in biotite and caused the anisotropy of the fracturing process. Based on the results of ultrasonic sounding (Figure 7a, b), the amount of extension microcracks in the direction perpendicular to sliding was higher than in the direction parallel to sliding. The fact that the failure plane had the same strike as the foliation was also induced by sliding in foliation planes.

The combination of shearing and sliding led to the failure of samples with oblique foliation. Because the process of sliding is slow and shear modulus in biotite basal planes is low, it does not cause AE activity. The decrease in AE activity (Table 1) with increasing dip of foliation resulted from the increased role of sliding at the expanse of shearing. The quartzo-feldspathic bridges broke due to a combination of extension and shear-type microcracks.

Before nucleation stress was reached in the sample with sub-vertical foliation, the combination of shear and extension microcracks was found to dominate the fracturing process. At this stage of fracturing, the relatively high amount of shear-type events was caused by the interactions between favorably oriented primary microcracks already present.

CONCLUSIONS

The anisotropy of mechanical properties was determined based on the interpretation of uniaxial loading tests on samples with different dips of foliation. The samples with oblique foliation had lowest peak strength. The apparent Young modulus increased with the dip of foliation.

A new approach based on the decrease of first arrival amplitude of ultrasonic sounding was used to determine the crack initiation stress. Even if this method is not suitable for samples with oblique foliation, it should be very sensitive and probably more reliable than methods based on AE and strain measurement in the case of isotropic samples.

Based on the results of ultrasonic sounding, the fracturing process was found to be anisotropic for all tested samples.

The mutual orientation between foliation and maximum compression stress determined the failure mode of tested samples. The combination of splitting, shearing and sliding was found to control the fracturing of the sample with sub-horizontal foliation. Shearing and sliding were dominant in the fracturing of samples with oblique foliation. With greater dip of foliation, we found an increasing role of sliding at the expense of shearing. Due to the favorably oriented system of microcracks already present, shearing and splitting was at the same level during fracturing of the sample with sub-vertical foliation before nucleation began.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was partially supported by the Grant Agency of the Czech Republic, project Nos. P104/12/0915, 13-13967S, MSMT Kontakt II – LH13102 and by the long-time research development support of the Institute of Geology AS CR, v.v.i. - RVO67985831.

REFERENCES

[1] Lockner, D. (1993). The role of acoustic emission in the study of rock fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts 30*(7), 883-899

[2] Brace, W. F., Paulding, B. W., & Scholz, C. H. (1966). Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, *71*(16), 3939-3953

[3] Bieniawski, Z. T. (1967). Mechanism of brittle fracture of rock: Part II—experimental studies. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts 4* (4), 407-423

[4] Lajtai, E. Z. (1974). Brittle fracture in compression. *International Journal of Fracture*, *10*(4), 525-536

[5] Cai, M., Kaiser, P. K., Tasaka, Y., Maejima, T., Morioka, H., & Minami, M. (2004). Generalized crack initiation and crack damage stress thresholds of brittle rock masses near underground excavations. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *41*(5), 833-847

[6] Nicksiar, M., & Martin, C. D. (2012). Evaluation of methods for determining crack initiation in compression tests on low-porosity rocks. *Rock mechanics and rock engineering*, *45*(4), 607-617

[7] Nicksiar, M., & Martin, C. D. (2013). Crack initiation stress in low porosity crystalline and sedimentary rocks. *Engineering Geology*, *154*, 64-76

[8] Rao, M. V. M. S., Lakshmi, K. P., Rao, G. N., Vijayakumar, R., & Udayakumar, S. (2011). Precursory microcracking and brittle failure of Latur basalt and migmatite gneiss under compressive loading. *Current Science(Bangalore)*, *101*(8), 1053-1059

[9] Tapponnier, P., & Brace, W. F. (1976, April). Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts 13*(4), 103-112

[10] Martin, C. D., & Chandler, N. A. (1994). The progressive fracture of Lac du Bonnet granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 31(6), 643-659

[11] Stanchits, S., Vinciguerra, S., & Dresen, G. (2006). Ultrasonic velocities, acoustic emission characteristics and crack damage of basalt and granite. *pure and applied geophysics*, *163*(5-6), 975-994

[12] Eberhardt, E., Stead, D., Stimpson, B., & Read, R. S. (1998). Identifying crack initiation and propagation thresholds in brittle rock. *Canadian Geotechnical Journal*, *35*(2), 222-233

[13] Lajtai, E. Z. (1971). A theoretical and experimental evaluation of the Griffith theory of brittle fracture. *Tectonophysics*, *11*(2), 129-156

[14] Lei, X., Nishizawa, O., Kusunose, K., & Satoh, T. (1992). Fractal structure of the hypocenter distributions and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granites of different grain sizes. *Journal of Physics of the Earth*, *40*(6), 617-634

[15] Eberhardt, E., Stimpson, B., & Stead, D. (1999). Effects of grain size on the initiation and propagation thresholds of stress-induced brittle fractures. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, *32*(2), 81-99

[16] Lei, X., Masuda, K., Nishizawa, O., Jouniaux, L., Liu, L., Ma, W., ... & Kusunose, K. (2004). Detailed analysis of acoustic emission activity during catastrophic fracture of faults in rock. *Journal of Structural Geology*, *26*(2), 247-258

[17] Petružálek, M., Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., & Svitek, T. (2013). Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *60*, 208-216

[18] Zang, A., Yoon, J. S., Stephansson, O., & Heidbach, O. (2013). Fatigue hydraulic fracturing by cyclic reservoir treatment enhances permeability and reduces induced seismicity. *Geophysical Journal International*, ggt301

[19] Shea Jr, W. T., & Kronenberg, A. K. (1993). Strength and anisotropy of foliated rocks with varied mica contents. *Journal of Structural Geology*, *15*(9), 1097-1121

[20] Rawling, G. C., Baud, P., & Wong, T. F. (2002). Dilatancy, brittle strength, and anisotropy of foliated rocks: Experimental deformation and micromechanical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *107*(B10), ETG-8

[21] Kwasniewski M. (2007). Mechanical behavior of rocks under true triaxial compression conditions – volumetric strain and dilatancy. *Archives of Mining Sciences, 52*(3), 409–435

[22] Hakala, M., Kuula, H., & Hudson, J. A. (2007). Estimating the transversely isotropic elastic intact rock properties for in situ stress measurement data reduction: a case study of the Olkiluoto mica gneiss, Finland. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *44*(1), 14-46

[23] Přikryl, R., Lokajíček, T., Pros, Z., & Klíma, K. (2007). Fabric symmetry of low anisotropic rocks inferred from ultrasonic sounding: Implications for the geomechanical models. *Tectonophysics, 431*(1), 83-96

[24] Pros, Z., & Podrouzkova, Z. (1975, July). Apparatus for investigating the elastic anisotropy on spherical rock samples at high pressure: 4F, 7R. ZENTRALINST. PHYSIK DER ERDE, POTSDAM, DDR, N22, 1974, P42–P47. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 12, No. 7, p. 90). Pergamon.

[25] Pros, Z. (1977). Investigation of anisotropy of elastic properties of rocks on spherical samples at high hydrostatic pressures. *High pressure and temperature studies of physical properties of rocks and minerals*, 56-67.

[26] Sedlak, P., Hirose, Y., Khan, S. A., Enoki, M., & Sikula, J. (2009). New automatic localization technique of acoustic emission signals in thin metal plates. *Ultrasonics*, *49*(2), 254-262

[27] Dellinger, J., & Vernik, L. (1994). Do traveltimes in pulse-transmission experiments yield anisotropic group or phase velocities?. *Geophysics*, *59*(11), 1774-1779

[28] Zang, A., Wagner, F. C., Stanchits, S., Dresen, G., Andresen, R., & Haidekker, M. A. (1998). Source analysis of acoustic emissions in Aue granite cores under symmetric and asymmetric compressive loads. *Geophysical Journal International*, *135*(3), 1113-1130

[29] Nasseri, M. H., Rao, K. S., & Ramamurthy, T. (1997). Failure mechanism in schistose rocks. I*nternational Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *34*(3), 219-e1.

[30] Nasseri, M. H. B., Rao, K. S., & Ramamurthy, T. (2003). Anisotropic strength and deformational behavior of Himalayan schists. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *40*(1), 3-23.

[31] Cho, J. W., Kim, H., Jeon, S., & Min, K. B. (2012). Deformation and strength anisotropy of Asan gneiss, Boryeong shale, and Yeoncheon schist.*International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *50*, 158-169.

[32] Kim, H., Cho, J. W., Song, I., & Min, K. B. (2012). Anisotropy of elastic moduli, P-wave velocities, and thermal conductivities of Asan Gneiss, Boryeong Shale, and Yeoncheon Schist in Korea. *Engineering Geology*, *147*, 68-77.

[33] Niandou, H., Shao, J. F., Henry, J. P., & Fourmaintraux, D. (1997). Laboratory investigation of the mechanical behaviour of Tournemire shale. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *34*(1), 3-16.

[34] Singh, M., Rao, K. S., & Ramamurthy, T. (2002). Strength and deformational behaviour of a jointed rock mass. *Rock Mechanics and Rock Engineering*,*35*(1), 45-64.