

Negranitické pegmatity - přehled výzkumů

Non-granitic pegmatites - overview of the research

PETR GADAS

Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno

GADAS P. (2010): Negranitické pegmatity - přehled výzkumů. - *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* **18/1**, 51-72. ISSN: 1211-0329.

Abstract

Currently, we regard pegmatites as rocks displaying more or less different mineral composition, provided that these display pegmatite-like textures (grain size, zonation, skeleton crystals development, graphic intergrowths, etc.). Like common granitic pegmatites, they also originated by solidification of residual magma of molten plutonic complexes or, on the contrary, by anatexis of the metamorphosed rocks. High variability of mineral composition, reflecting both the heterogeneity of the protolite and differentiation processes (fractionation, contamination) that took place the melt before its solidification. That is why only those pegmatites whose non-granitic character originated from a melt are listed in the overview. Other types of pegmatite which have become non-granitic in subsolidus such desilicated or rodingitized pegmatite are not listed. The classification of non-granitic pegmatites follows from protolite character, if known, or from character of rocks to which it is closest regarding its composition. It is therefore possible to differentiate the group of non-granitic pegmatites derived from ultramafic, mafic and alkaline rocks which we can subdivide into several subgroups according to their origin and/or mineral composition. Also, in the Czech Republic there were found several occurrences of non-granitic pegmatites, some of them showing quite unique composition.

Key words: *pegmatite, non-granitic, ultramafic, mafic, alkaline, carbonatite, mineral composition, world localities*

Úvod

Pegmatity představují širokou a dlouhodobě intenzivně studovanou skupinu magmatických hornin. Důvodem je v mnoha případech jejich ekonomický význam, neboť mohou být zdrojem keramických surovin (křemen, živce), některých vzácných prvků (Li, Rb, Nb, Ta, aj.) a nezdědky i drahých kamenů. Z vědeckého pohledu poskytují pegmatity množství cenných informací o vývoji magmatických hornin v pozdních stádiích jejich vývoje nebo naopak o procesech spojených s anatexí metamorfovaných hornin. S různorodostí geneze pegmatitů nepochybně souvisí jak pestrost a proměnlivost jejich minerálního složení tak variabilita chemického složení jednotlivých minerálů či přítomnost fází s neobvyklým chemickým složením. Důsledkem toho je, že pegmatity nejsou v dnešním pojetí definovány svým složením, ale spíše specifickými stavbami. Tradičně byly tyto horniny pojímány obvykle jako velmi hrubozrnné magmatické horniny o složení blízkém granitu. Od tohoto názoru se v dnešní době již poněkud upouští, neboť stavby v pegmatitech jsou poměrně variabilní a například hrubozrnnost jako charakteristický rys pegmatitů obvykle nebývá vyvinut v celém rozsahu tělesa pegmatitu, ale jen v některých, většinou centrálních partiích. Složení blízké granitu je také nutné brát s rezervou, neboť je dnes známo poměrně velké množství žilných magmatických hornin vykazujících více či méně texturní znaky běžných granitických pegmatitů, svým složením však velmi vzdálených od složení granitu.

Problematickým v této souvislosti se jeví vůbec termín *granitický* pegmatit. Mezi množstvím prací týkajících se granitických pegmatitů jen zřídka nalezneme studie věnované celkové charakteristice či petrografii konkrétního pegmatitu. Většina autorů se zaměřuje pouze na genezi a vývoj či krystalochemii jednotlivých minerálů. Pokud

bychom tedy měli pegmatit označit jako granitický, měli bychom znát nejen jeho minerální složení, ale i poměr hlavních horninotvorných minerálů v rámci celého tělesa (zejména alkalických živců, křemene a plagioklasů). Granitický pegmatit s. s. by tak měl vedle ostatních minerálů obsahovat nejméně 10 a maximálně 65 obj. % plagioklasů, minimálně 20 a maximálně 60 obj. % křemene a mezi 35 - 90 obj. % alkalických živců z celkového množství těchto tří složek. Stanovit alespoň přibližně tento poměr je velmi často vzhledem k charakteru výchozů, celkové velikosti a nehomogenitě tělesa pegmatitu zcela nemožné. Nicméně lze alespoň z kategorie granitických pegmatitů vyloučit ty horniny, které téměř nebo úplně jednu z těchto tří komponent zcela postrádají, popřípadě obsahují foidy nebo v podstatném množství takové minerály, které v běžném granitu nenajdeme (např. olivín, alkalické silikáty Zr nebo primární karbonáty apod.).

Negranitické pegmatity zřídka obsahují ekonomicky zajímavé minerály, jejich studiu se proto do současné doby nevěnovala příliš velká pozornost. Výjimkou jsou pouze pegmatity úzce svázané s ultrabazickými intruzemi s obsahem platinoidů popřípadě některé karbonatitové pegmatity obsahující minerály vzácných zemin, Zr a jiných vzácných prvků. Z vědeckého hlediska však mohou negranitické pegmatity poskytnout řadu důležitých informací o genezi magmatických systémů chudých SiO₂ nebo extrémně chudých či naopak bohatých alkalickými prvky a podobně.

Ve vztahu k hostitelské hornině tvoří pegmatity všech skupin nejčastěji žíly, deskovitá až čočkovitá nebo nepravidelná tělesa a hnízda většinou decimetrových až metrových mocností, vzácně i více. Za typické pro pegmatity jsou považovány především již makroskopicky patrné symplektitové stavby (grafické srůsty), často zonální stavba s extrémním hrubnutím zrna směrem do centrálních

partii, kdy dosahují jednotlivé krystaly až několikametrových velikostí. London (2008) definoval pegmatit jako magmatickou horninu, jejíž složení je velmi blízké běžné magmatické plutonické hornině. Jako specifikum pegmatitů uvádí tyto texturní a strukturní vlastnosti nebo jejich kombinace:

- hrubozrnnost až extrémní velikost krystalových individuí
- zrnitostní variabilitu obvykle s nárůstem velikosti zrn jednotlivých minerálů směrem do centra pegmatitových těles
- přítomnost kostrovitých či jinak skeletálně vyvinutých krystalů
- růst sloupcovitých či tabulkovitých krystalů (např. turmalínu, živců) více či méně kolmo k okrajům pegmatitů
- grafické srůsty (především křemene a živců)

Mnoho z těchto staveb se vyskytuje běžně i u jiných hornin (například hydrotermálních žil), nicméně právě grafické srůsty křemene a živců (méně často i jiných minerálů; obr. 1) jsou tím hlavním specifikem pegmatitů.

Hrubozrnnost až extrémní velkozrnnost hlavně blokových zón pegmatitů je rovněž velmi charakteristickým rysem pegmatitů. Nízká míra nukleace spolu s rychlou difúzí jednotlivých komponent v tavenině se odráží v přítomnosti velkých krystalových individuí namísto velkého množství drobnějších krystalů. Vzhledem k tomu, že jsou pegmatity často produktem diferenciací a frakcionace magmatu v jeho posledních stádiích vývoje, uplatňuje se při jejich krystalizaci celá řada inkompatibilních prvků (Li, Cs, Rb, Ta, Nb, W, Sn, F, B, P, Be atd.), což má za následek přítomnost jinak vzácných minerálů obsahujících tyto prvky nebo jejich vstup do struktur běžných horninotvorných minerálů (např. Li, Cs, Rb do slídk apod.) Obvyklý je také relativně vysoký obsah H_2O vedoucí ke vzniku vodou bohatých minerálů.

Klasifikace negranitických pegmatitů

Je evidentní, že z důvodu svého výrazně odlišného minerálního složení a většinou také zcela jiné geotektonické pozice vzniku nelze negranitické pegmatity klasifikovat současně užívanou klasifikací granitických pegmatitů Černého a Ercita (2005), neboť ta je založena zejména na jiných pozicích pegmatitů v rámci zemské kůry a také

odlišném mineralogickém a chemickém složení. Přítomnost staveb a struktur typických pro běžné granitické pegmatity je i v jiných magmatických horninách známa již od počátků petrografických a geologických výzkumů. Jejich výrazně nižší četnost je obecně vysvětlována značně sníženou tendencí ke tvorbě pegmatitů z tavenin jiného než granitického složení ve srovnání právě s pegmatity derivovanými z hornin o složení blízkém granitu.

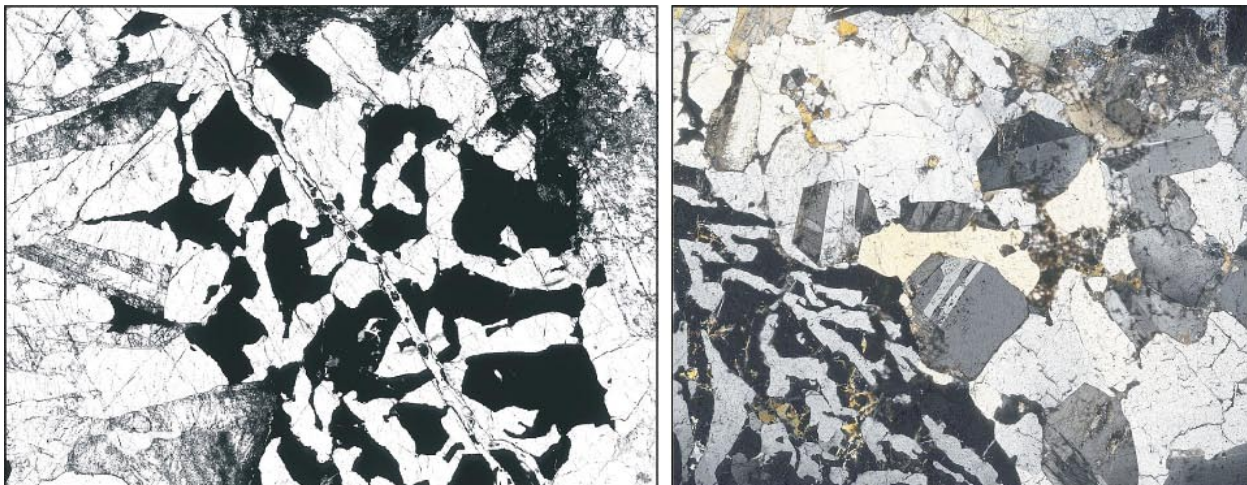
London (2008) v kapitole o negranitických pegmatitech vymezil několik horninových skupin, které vykazují jeden nebo více pegmatitových znaků. Rozčlenil je zjednodušeně na základě jejich minerálního a chemického složení na (v nejširším slova smyslu) pegmatity odvozené od ultramafických hornin - komatiitů, od mafických hornin - gabrové/dioritové pegmatity a pegmatity odvozené od alkalických magmat, kde rozlišil dále syenitové a karbonatitové pegmatity.

Lze konstatovat, že z důvodu na jedné straně naprosté převahy prací věnovaných pegmatitům granitickým a na straně druhé nedostatku studií o negranitických pegmatitech neexistuje prozatím jejich ucelená klasifikace a jejich členění je ve srovnání s granitickými pegmatity velmi zjednodušené a založené nejčastěji na mateřské hornině, z níž byly odvozeny nebo jejímž složení se nejvíce blíží. Většinou se setkáváme pouze s označením pegmatitu na základě jeho minerálního složení (např. dunitový pegmatit) nebo poměru zastoupení světlých a tmavých minerálů (např. ultramafický pegmatit) nebo obsahu SiO_2 (např. ultrabazický pegmatit). Některé z těchto přívlastků jsou však používány i poněkud nepřesně z důvodu zdůraznění jeho vztahu k potenciální mateřské hornině (např. gabrový pegmatit i při zjištění, že bazicita plagioklasů je nižší než An_{50}). V tomto příspěvku budou tedy negranitické pegmatity a horniny s pegmatitovými stavbami členěny v první řadě na základě genetické vazby k mateřské hornině, dále pak podle minerálního popřípadě chemického složení na:

pegmatity odvozené z ultrabazických hornin (ultrabazické pegmatity až bazické pegmatity),

pegmatity odvozené z bazických hornin (bazické pegmatity),

pegmatity odvozené z alkalických hornin (syenitové aj. alkalicko-silikátové pegmatity, karbonatitové pegmatity).



Obr. 1 Vlevo - grafický srůst feruvitu (černý) a křemene z pegmatitu ve skarnu z Mirošova u Nového města na Moravě na fotografii výbrusu v procházejícím světle. Vpravo - grafický srůst grossularu (černý) s křemenem v levé spodní části výbrusu, fotografie v procházejícím světle ve zkřížených nikolech, Ruda nad Moravou. Šířka záběru v obou případech cca 3 cm. Foto autor.

Běžné granitické pegmatity s. l. jsou většinou svým vznikem vázány buď na finální stadia vývoje granitoidových těles nebo vznikaly procesy anatexe korových hornin, nejčastěji metapelitů, přičemž takto vzniklý leukosom mohl dále frakcionovat za produkce pegmatitové taveniny. U pegmatitů negranitických je tomu poněkud jinak. Valná většina zdokumentovaných a popsaných těles má svůj původ naopak spojen s tavením plášťových popřípadě spodnokorových hornin, vždy se však jedná o bazický až ultrabazický protolit. Negranitické pegmatity vzniklé frakcionací magmatu o jiném, než granitickém složení, jsou výrazně méně časté a vyskytují se nejčastěji v asociaci s alkalickými, peralkalickými horninami (širokého rozpětí bazicity, nejčastěji však syenitoidy) a karbonatity.

Přehled výzkumů

Pegmatity odvozené od ultrabazických hornin

Ultrabazické horniny, definované obsahem SiO_2 pod 44 hm. %, jsou svým výskytem vázány na několik odlišných geotektonických prostředí vzniku. Pravděpodobně nejčastějšími jsou tělesa do různé míry serpentinizovaných peridotitů až dunitů v rámci bazálních sekvencí ofiolitových komplexů. Dalším případem jsou výskyty v oblastech masivních zvrstvených ultrabazických komplexů, vznikem svázaných buď s většinou proterozoickými až archaickými intruzemi do spodní kůry v extenzním geotektonickém režimu (např. komplex Niquelândia v Brazílii, Bushveld v jižní Africe aj.), nebo také s dopady extraterestrických těles řádově kilometrových rozměrů (např. struktura Sudbury v Kanadě). Řádově menších rozměrů dosahují tělesa ultrabazik spojených s tektonicky namáhanými zónami, kde byla vyvlečena spolu s dalšími, vesměs vysokotlakými horninami ze svrchního pláště.

Pegmatity, geneticky spjaté s ultrabazickými horninami, lze podle vztahu k mateřské hornině rozdělit na:

- hrubozrnné konkordantní pegmatoidní segregace a polohy v rámci zvrstvených ultrabazických komplexů. Složením jsou velmi blízké mateřským ultrabazikům. Obsah světlých minerálů bývá obvykle velmi nízký a proto u nich převládá ultramafický charakter.

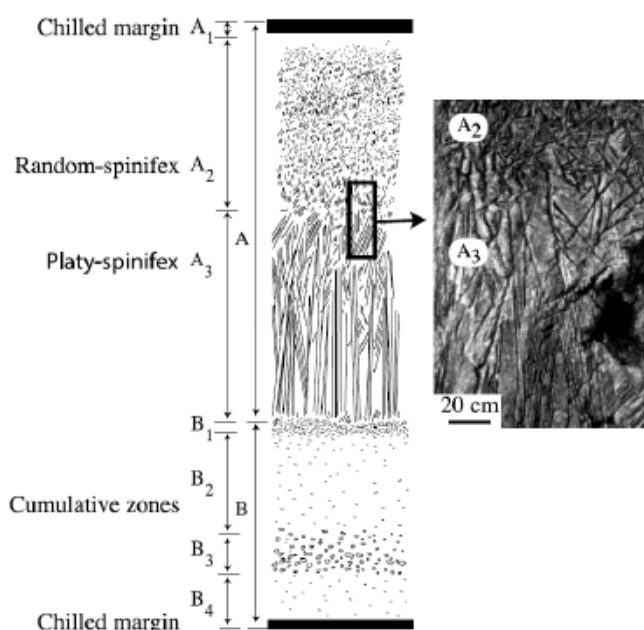
- diskordantní trubkovitá tělesa a žíly v ultrabazikách nebo v jejich blízkosti. Jejich složení bývá značně variabilní a pohybuje se od ultrabazických až po bazické horniny. Díky tomu mohou být ultramafické, mafické a méně často i leukokratní.

Do první skupiny náleží pegmatoidní facie komatiitů. Za pegmatitové struktury v komatiitech, horninách hořčíkem přesycených a křemíkem, hliníkem a draslíkem nenasycených, považuje London (2008) *spinifexové* stavby, představující jednak jehlicovité až kostrovitě vyvinuté krystaly olivínu a vzácně i pyroxenu v matrix, tvořené zejména plagioklasem, pyroxenem, spinelem a sklem a také výrazně anizotropní uspořádání s usměrněným růstem kostrovitých krystalů (obr. 2). Tyto stavby jsou vysvětlovány zejména rychlým utužením silně podchlazené taveniny. Jiným, poměrně nedávno popsaným strukturálním typem komatiitů, je tzv. *harrisitová* stavba. Pro její vznik je charakteristické prostředí svrchních partií ultrabazických magmatických krbů a projevuje se jako extrémně hrubozrnná facie s až 1 m velkými megakrysty olivínu a pyroxenu. Extrémní velikost krystalů olivínu a pyroxenu vysvětlují Shore a Fowler (1999) jako důsledek nadbytku stavebních složek (především MgO) v kombinaci s nízkou viskozitou

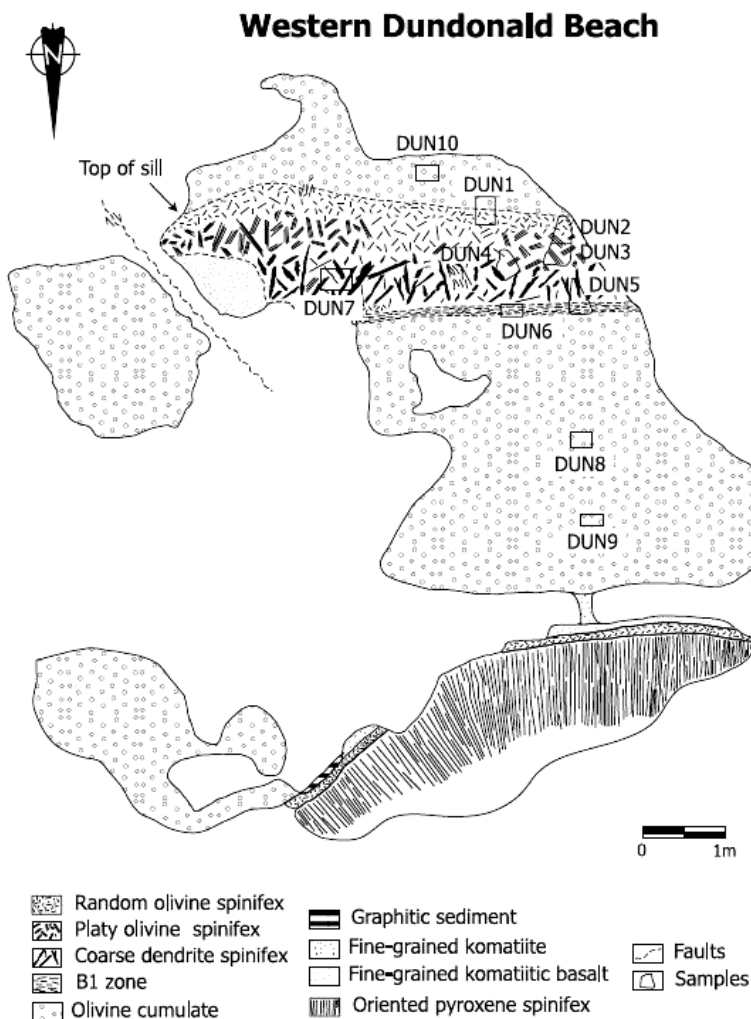
taveniny a rychlou chemickou difuzí. Další příčinu vidí ve spolupůsobení velkého teplotního gradientu v rámci krystalů olivínu, které byly zachyceny v chladnější poloze taveniny a následnému intenzivnímu přenosu tepla uvnitř těchto krystalů.

Ačkoli se po dlouhou dobu uvažovalo v případě komatiitů jako o horninové facii výhradně z prostředí ultrabazických komplexů, byly v posledních letech popsány identické horniny, včetně charakteristických spinifexových a harrisitových staveb, ve formě žil a intruzí ve vulkanosedimentárních partiích oceánské kůry. Arndt et al. (2004) popsali zonální žíly a drobné pně až 5 m mocné, ve kterých rozlišili několik jednotek (obr. 3). V centrální partii se objevily až několik desítek cm dlouhé dendritické, protažené a místy zprohýbané krystaly olivínu, orientované víceméně kolmo k okrajům žil v jemnozrnné matrix tvořené olivínem, pyroxenem a devitrifikovaným sklem (platy-spinifex).

Vznik obdobných struktur byl studován i experimentálně. Například Faure et al. (2006) ověřili vznik velmi obdobných struktur tavením v bezvodém systému $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ a různou rychlostí chlazení taveniny. Jako nejvhodnější pro tvorbu staveb blízkých přírodním komatiitům se autorům jeví hodnoty chlazení mezi 1 - 5 °C/h a termálního gradientu mezi 7 - 35 °C/cm. Komatiity jsou charakteristické především pro oblasti pruhů zelenokamů v štítových oblastech a jádrech kontinentů archaického až ranně proterozoického, výjimečně mladšího stáří. Důvodem je vysoká teplota potřebná k jejich tavení (až 1600 °C), které mohlo být dosaženo pouze v ranných obdobích vývoje Země, kdy byl tepelný tok výrazně vyšší než v mladších obdobích. Jako příklady lze uvést pruh zelenokamů v oblasti Abitibi (stát Quebec, Kanada 2.6 - 2.8 miliardy let), Barberton v oblasti kratonu Kaapvaal (JAR, 3.2 - 3.6 miliardy let) nebo oblast Issua (jz. Grónsko, 3.7 - 3.8 miliardy let). Přehled výskytů a výzkumů lze



Obr. 2 Vnitřní stavba zonálních komatiitových intruzí (podle Pyke et al. 1973 in Faure et al. 2006). Chilled margins - zchlazené okraje na kontaktu s okolní horninou, Random-spinifex - středně až hrubě zrnitá partie se spinifexovou stavbou, Platy spinifex - extrémně velkozrnná partie se spinifexovou stavbou, cumulative zones - relativně jemnozrnná partie bez spinifexové stavby.



Obr. 3 Zjednodušená geologická mapa západní části komatiitového pně u Dundonald v Township v Ontariu, Kanada, s polohami obsahujícími spinifexové stavby. DUN 1-10 vyznačují variety dunitu (Arndt et al. 2004).

nalézt například v práci de Wita a Ashwala (1997).

Zcela odlišnou pozici mají mafické pegmatity ve stratiformním komplexu anortozitů Fiskenaesset v jz. Grónsku, odkud Myers (1978) popsal síť tvořenou trubkovitými tělesy pegmatitů a ultramafických hornin. Vertikální tělesa jsou masivní a mají pegmatoidní ráz, zatímco horizontální jsou zvrstvená do poloh plagioklasů a amfibolu popřípadě hřebenovitě uspořádaných tabulkovitých a směrem vzhůru rostoucích krystalů amfibolu. Střídání těchto rozdílných poloh ukazuje podle autora na průnik magmatu ve formě žil a trubek v několika pulzech.

Podobnou geologickou pozici se vyznačují ultramafické železem bohaté pegmatity v Bushweldském komplexu v Jihoafrické Republice. Scoon a Mitchell (1994) se zabývali vztahem těchto pegmatitů ke zvrstveným sekvencím především anortozitických hornin, jimiž pronikají. Přesto v nich velmi často živec chybí a jsou tak tvořeny především železem bohatým olivínem a klinopyroxenem (Fe-bohatý augit) spolu s titanovými magnetitem a ilmenitem. Na základě odlišného zastoupení silikátu a Fe-Ti oxidů vyčlenili dvě skupiny pegmatitů, které se liší také odlišnou stratigrafickou pozicí se vzrůstajícím podílem Fe-Ti oxidů směrem do nižších stratigrafických úrovní. To vysvětluje rozdílnou hustotu taveniny bohaté Fe-Ti oxidy, pronika-

jící trhlami do podložních kumulátových komplexů zvrstvené intruze a taveniny bohatší Si a alkáliemi pronikající směrem do nadloží a zatlačující plagioklasem bohaté polohy (obr. 4). V tomtéž komplexu studovali železem bohaté pegmatity také Reid a Basson (2002). Podle autorů tyto pegmatity složené především z ferroaugitu a Fe bohatého olivínu přednostně zatlačovaly plagioklasem bohaté polohy ve zvrstvených sekvencích. Na rozdíl od Scoona a Mitchella (1994) uvádějí kromě pyroxenu, olivínu a Fe-Ti oxidů i sulfidy (pyrhotin, chalkopyrit) a až 15 obj. % plagioklasu (An_{90-92}). Také tyto autoři poukazují na diferenciaci taveniny pegmatitů na oxidy, respektive sulfidy obohacenou a ochuzenou složku s vzájemně rozdílnou reologií a chováním.

Rozdílné distribuce spinelů s odlišným složením a texturou v pegmatitech do rozdílných stratigrafických úrovní Bushweldského komplexu si povšimli Scoon a Eales (2002). Vyčlenili rozptýlený Ti-magnetit a Fe-Ti-Cr spinel a masivní Fe-Ti-Cr spinel. Poslední dva jsou více rozšířeny ve svrchních úrovních komplexu a mají i odlišné složení od spinelů v kumulátech, zatímco Ti-magnetit spadá spíše do spodních úrovní a složení má blízké kumulátům.

Vztah těchto pegmatitů k Pt zrudnění respektive k Pt-nosným dunitovým diatremám řešili Scoon a Mitchell (2004). Zjistili, že železem bohaté wehrlitické a klinopyroxenitické pegmatity se soustřeďují do okrajových partií těchto Pt-nosných noritových těles, popřípadě je lemuje v asociaci s hořečnatými harzburgity (obr. 4). Pegmatity zcela postrádají plagioklas a jsou složeny výhradně z olivínu a až 1 m velkých krystalů amfibolu, dále z flogopitu, Ti-magnetitu a ilmenitu. Potvrzena byla vertikální zonalita ve složení pegmatitů v rámci zvrstveného komplexu. Ve směru do nadložních poloh se objevují nejprve olivín-klinopyroxenitické pegmatity, méně ortopyroxenitické pegmatity, výše pak zonální pegmatity a ve svrchních partiích pak pegmatity bohaté Fe-Ti oxidy.

Z jiného zvrstveného ultrabazického komplexu (Skaergaard, ostrov Kraemer, v. Grónsko) je Mommem a Wilsonem (2002) uveden gabrový pegmatit jako centrální partie gabrové intruze mocné 650 - 1000 m. Minerální složení pegmatitu je jednoduché (plagioklas, klinopyroxen) a představuje nejspíše interkumulát samotného gabru, čemuž odpovídá složení jednotlivých fází, které je velmi podobné okrajovým partiím zrn v samotném gabru. Navíc, nezonální olivín z gabru je svým složením v rovnováze s klinopyroxenem v pegmatitu, ale nikoli se složením klinopyroxenu v gabru, což autoři vysvětlují interakcí olivínu s intersticiální taveninou za současné výměny a ekvibrace Fe a Mg.

Gabrové pegmatity zastížené v rámci oceánského vrtného programu na iberské oceánské plošině zpracovali

Beard et al. (2002). Tvoří jednak 3 - 4 m mocnou polohu, dále velké množství tenkých žilek protínajících serpentinizovanou ultrabaziku a také klasty v nadložní brekcii. Hlavní žíla je tvořena 40 - 70 % bazického andezinu, 25 - 35 % kaersutického amfibolu, 5 - 25 % augitu, 1 - 2 % ilmenitu a akcesorickým zirkonem, titanitem a chloritizovaným biotitem. Amfibol a pyroxen z tenkých žilek jsou poněkud více hořečnaté. Zdrojem taveniny jsou podle autorů na základě geochemické charakteristiky pegmatitů i jednotlivých fází amfibolické peridotity s plagioklasem. Byly z nich vytaveny v dekompresním režimu a za přínosu tepla ze svrchního pláště procesem dehydratačního tavení (kolem 1050 °C) v geotektonickém prostředí oceánského riftingu bez vulkanické činnosti. Poměrně značné projevy zde má rodingitizace za vzniku zón tvořených zoisitem, prehnitem a analcimem. Postiženy jsou všechny silikáty, zejména však plagioklas, který je v tenkých žilkách a klastech již zcela přeměněn.

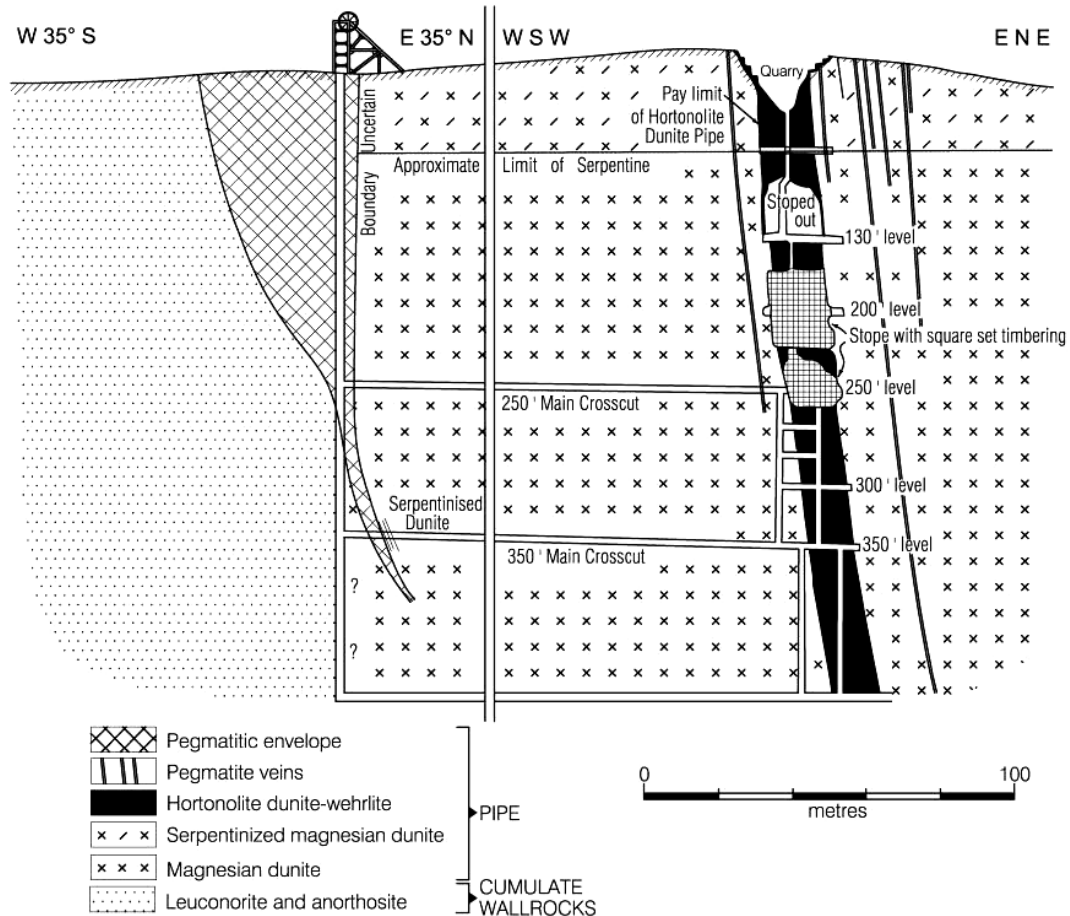
Zonální gabrové pegmatity z Eureka Peak, Plumas County v Kalifornii považovali Lovering a Durrel (1959) za fluidy bohatý diferenciát gabro-pyroxenito-peridotitového komplexu, který intrudoval do metaryolitů pravděpodobně permského stáří. Pegmatity mají hrubě zrnitou okrajovou zónu, tvořenou augitem, následovanou rovněž hrubozrnnou zónou s augitem, plagioklasem a místy i amfibolem a biotitem. V centrálních partiích žil vykristalizovala tavenina nejméně obohacená o fluida a alkálie ve formě písmenkových srůstů křemene a albitu.

Dva možné způsoby vzniku žil „granitoidů“, místy s pegmatitovými stavbami, uvažují Cuevas et al. (2006)

na základě studia minerálního složení a strukturních vztahů s hostitelskými serpentinizovanými peridotity v masivu Ronda (jižní Španělsko). Magma mohlo být derivováno buď tavením hostitelských ultrabazik, proti čemuž však svědčí například zchlazené okraje některých žil, nebo frakcionací bazického magmatu a intruzí do ultrabazik. I přes svou minerální a strukturní variabilitu vyčleňuje autor dva hlavní typy vykazující převážně leukokratický charakter často s kontaktními lemy tvořenými biotitem a/nebo antofylytem. Oba typy liší se především mírou duktilní deformace nabývají pegmatoidní, aplitický popřípadě porfyrický charakter. Obsahují hlavně křemen, K-živce a plagioklas v různém poměru v asociaci s biotitem, cordieritem, turmalínem, silimanitem a grafitem. Vzácný je granát jako inkluze v cordieritu. Především pro pegmatity jsou charakteristické grafické srůsty křemen s K-živcem a křemene s cordieritem ve velkých xenomorfních krystalech K-živce a také paprscité agregáty jehlicovitých turmalínů. Ve všech žilách nicméně převládá plagioklas. Metasomatické změny silně přetiskují původní magmatický charakter žil, především rodingitizace za vzniku nízkoteplotních vápníkem bohatých minerálních asociací.

Vzhledem k těsné genetické vazbě s ultrabazickými horninami lze k negranitickým pegmatitům zařadit také žilné horniny, velmi blízké svou stavbou a složením pegmatitům a označované pro svůj vysoký obsah kyselého plagioklasu jako albitity.

Žíly pegmatoidních peraluminických albititů jako produkt nízkostupňového tavení metasomatizovaných peridotitů studovali Monchoux et al. (2006) v rámci dvou



Obr. 4 Zjednodušený řez dunitovou trubkou Mooihoek s vyznačením důlních děl. Zřejmá je prostorová asociace tělesa hortonolického dunit-wehrlitu se subvertikálně probíhajícími pegmatitovými žilami (Scoon, Mitchell 2004).

těles v oblasti centrálních a západních Pyrenejí. Vyčlenili dva typy žil na základě přítomnosti či absence korundu a poněkud odlišné asociace akcesorických minerálů s obsahem U, Th, Ti, Y, REE, Nb a Ta. Kromě převládajícího albitu ($An_{6-9.5}$ v žilách bez korundu, An_{2-5} v žilách s korundem) v nich popsali ještě muskovit, biotit, několik typů chloritu, Sr-bohatý epidot, zirkon (až 5 mm velké dipyramidální krystaly, bohaté Y a Th). U žil převažují pegmatoidní stavby, kdy hrubozrnný albit krystalizoval dříve než akcesorické minerály. Původně se autoři domnívali, že jde v případě žil albititů o desilikované intruze magmat korového původu pronikající ultrabaziky. Dalším výzkumem nicméně usoudil, že složení taveniny bylo primární, bez metasomatického ovlivnění a bylo derivováno spíše z plášťových hornin. Žíly a čočkovitá tělesa s korundem jsou maximálně 80 cm mocná a až 30 m dlouhá. Mají vyvinutý až 3 cm mocný kontaktní lem, tvořený především flogopitem. Pokud je korund přítomen, tvoří v nich až několik cm velké pseudohehexagonální, často rozpraskané až skeletální krystaly šedomodré barvy. Epidot v žilách bez korundu, silně obohacený o Sr (až 8.8 hm. %) a Al-bohatý chevkinit dávají autoři do souvislosti s relativně vyšším tlakem při krystalizaci. Přítomnost kostrovitých až dendritických krystalů ukazuje na rychlou krystalizaci podchlazené taveniny.

Pegmatity s korundem jsou již po dlouhou dobu známy a pro obsah drahokamových odrůd korundu i těženy v oblasti jezera Usagaran (sv. okolí jezera Tanganika). Subvertikální žíly hrubozrnných pegmatitů protínající serpentinitu obsahují plagioklas (místa o složení labradorit

- bytownit), vermikulit, korund a chlorit. Charakteristická pro popisované pegmatity je absence křemene v případě přítomnosti korundu. Solesbury (1967) u těchto pegmatitů předpokládal vznik diferenciací anortozitového mateřského magmatu. Přítomnost korundu za současné absence křemene dal do souvislosti s desilikací v prostředí ultrabazické hostitelské horniny.

V asociaci s výše popsanými gabrovými pegmatity zachycenými vrty na iberské plošině byly Beardem et al. (2002) popsány rovněž žíly a brekcie poměrně hrubozrnných albititů, tvořených až 95 % víceméně alterovaného kyselého plagioklasu a podružného biotitu, tremolitu a akcesorického zirkonu. Křemen v nich nebyl identifikován.

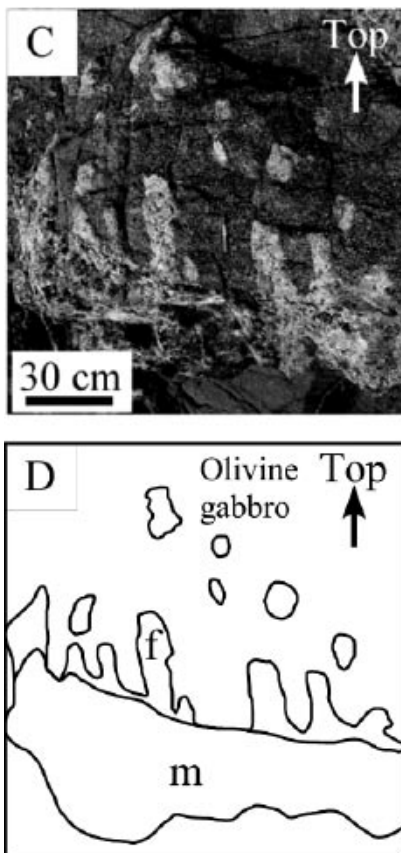
Pegmatity odvozené od bazických hornin

K bazickým horninám náleží všechny magmatické horniny, u nichž se obsah SiO_2 pohybuje v rozmezí 44 - 53 hm. %. Jsou na Zemi velmi rozšířené a můžeme je nalézt prakticky ve všech geotektonických prostředích počínaje středoocéánskými rify, přes subdukční zóny, prostředí kontinentálních kolizí, kontinentální rifting až po postkolizní nebo anorogenní prostředí. Podobně jako v případě pegmatitů geneticky spojených s ultrabaziky se i v případě pegmatitů derivovaných z bazických hornin setkáváme:

- s pegmatoidními segregacemi v rámci zvrstvených komplexů, lokálně přecházejících do žil a diskordantních poloh, jejichž vznik je nicméně spojován především s diferenciací a frakcionací bazického magmatu,
- s žilami pegmatitů, tvořící intruze buď v tělesech bazických hornin nebo mimo ně, u nichž není jejich původ tak zřejmý a mohou být generovány jak frakcionací bazického magmatu tak anatexí bazického protolitu za různých geotektonických podmínek,
- s plagiogranity jako významnou skupinou hornin se širokými možnostmi vzniku, vždy však ve spojení s bazickými horninami v prostředí ofiolitových komplexů.

Do první skupiny pegmatitů náleží například segregace, diapiry a intenzivně zprohýbané žíly anortozitů a „anortozitových“ pegmatitů, popsaných Hoshidem et al. (2006 a, b) ze zvrstveného komplexu Murotomisaki na ostrově Šikou v Japonsku tvořeném olivinickým gabrem. Podrobným studiem zonality jednotlivých minerálů, celohorninového chemismu a výpočty fázových rovnovah dospěli autoři k názoru, že v průběhu krystalizace magmatu došlo ke gravitační diferenciaci za tvorby poloh olivínem nabožených na jedné straně a ochuzených na straně druhé. Olivínem ochuzené polohy následně díky nedostatečné viskozitě nadložních, méně frakcionovaných poloh, migrovaly směrem vzhůru ve formě diapirů až žil anortozitů a pegmatitů o mocnosti až 1 m. Vlivem pohybu celého systému poté byly spolu s nimi následně tvarovány (obr. 5). K magmatické diferenciaci docházelo i v rámci jednotlivých pňů a žil pegmatitů, kde spodní partie obsahují hojný olivín a augit a svrchní jsou o tmavé minerály ochuzeny.

Druhá skupina je zastoupena například gabrovými pegmatity protínajícími metasedimenty a metagabra ofiolitového komplexu Szarvasko v pohoří Bukk v sv. Maďarsku, které popsali Péntek et al. (2006). Rozlišili zde starší čočkovitá tělesa mafičtějších pegmatitů a mladší žíly více felsických pegmatitů. Obojí obsahují v rozdílném zastoupení plagioklas, klinopyroxen, amfibol, Fe-Ti oxidy, biotit, křemen a apatit. Variabilitu ve složení pegmatitů a jejich minerálů vysvětlil jednak rozdílným stupněm diferenciacie



Obr. 5 Fotografie a náčrt žíly pegmatitu tvořené augitem plagioklasem a olivínem (m) s prstovitými výběžky plagioklasem bohatých partií pronikající do olivinického gabra (f). Šipka ukazuje, kde je vrchol intruze (Hoshide et al. 2006a).

taveniny a jednak kontaminací s hostitelskými metasedimenty. Pozornost autoři věnovali rovněž postmagmatickým alteracím s využitím studia fluidních inkluzí.

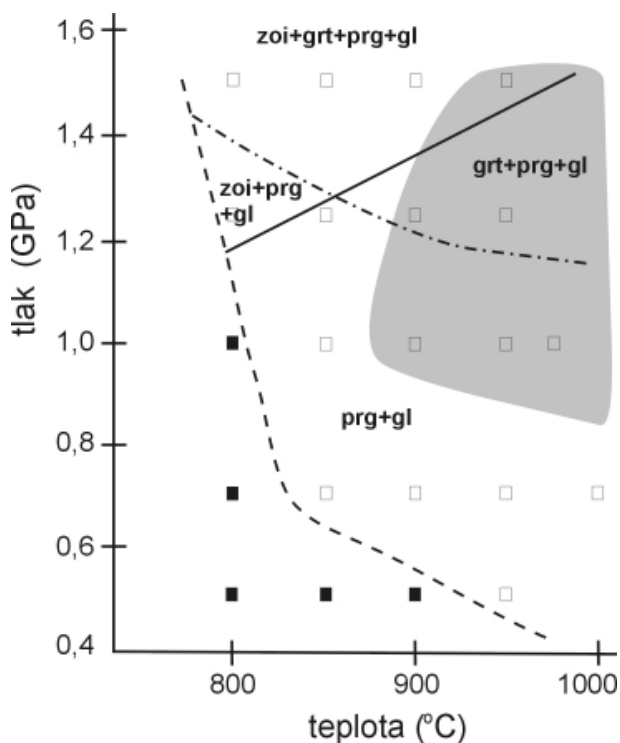
V rámci pozdně křídového ofiolitového komplexu Baer v sz. Sýrii stručně charakterizovali Al-Riyami et al. (2002) masivní gabra a gabrové pegmatity. Kromě prakticky kompletního ofiolitové sekvence byly rovněž zachyceny poměrně hrubozrné žíly plagiogranitů, místy v asociaci s gabrovými pegmatity, které tvoří čočkovitá tělesa 1 - 12 m dlouhá a 10 - 20 cm mocná, síťovitě protínající nejčastěji svrchní partie těles serpentinizovaných harzburgitů. Kromě přítomného pyroxenu však autoři neuvádějí žádné další informace o složení a charakteru těchto pegmatitů.

V oblasti mylonitizovaných ofiolitů komplexu Lizard v jihozápadní části Velké Británie se vyskytují syntektonické žíly gabrových pegmatitů. Bez jejich bližší charakteristiky jim Gibbons a Thompson (1991) přisuzují význam důležitého indikátoru synmagmatické vysokoteplotní deformace horninového systému za současného masivního vlivu fluid.

Dvě generace žil anortozitového až leukodioritového složení tvořící leukosom nefelín-normativních metagaber byly popsány z migmatitového komplexu Skattora v severních švédských Kaledonidách. Obě generace vykazují blízké složení s dominantním plagioklasem (An₂₀₋₅₀), ferropargasitickým až pargasitickým amfibolem a akcesorickým apatitem, muskovitem, biotitem, oxidy a sulfidy Fe, titanitem a epidotem nebo klinozoisitem. Křemen v nich není přítomen. Na základě texturních vztahů v žilách, jejich geochemických vlastností a předběžných experimentů Selbekk et al. (2000) předpokládají, že mate-

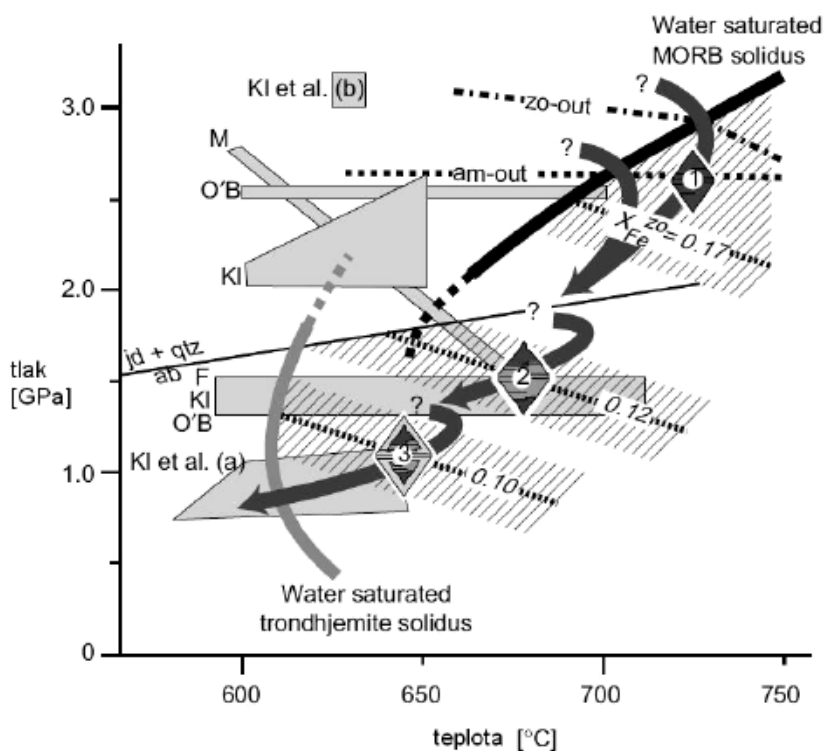
riál žil byl vytaven z hostitelského gabra za vysoké aktivity H₂O. Podmínky vzniku taveniny těchto žil anortozitů, často s pegmatitovými strukturami (minerální a texturní zonality, až 15 cm velké krystaly, krystaly amfibolu orientované kolmo k okrajům žil, dutiny v centrálních partiích apod.) blíže specifikovali Selbekk a Skjerlie (2002). Pro střednětvým experimentálních prací spojených s tavením nefelín-normativních gaber z intruze Rognsund v severním Norsku srovnávali minerální složení vzniklého materiálu jakož i chemické složení jednotlivých fází. P-T podmínky jednotlivých experimentů se pohybovaly v rozmezí 0.5 - 1.5 GPa a 800 - 1000 °C a za dostatku H₂O. Výsledná minerální asociace obsahovala ve všech případech pargasit, jehož obsah zůstával víceméně konstantní, zatímco s rostoucí teplotou v něm rostl obsah Al a klesal obsah Fe a slabě i Si. Obsah křemen a plagioklas normativního skla rostl s teplotou a tlakem, zatímco klesal obsah plagioklasů. Při tlacích nad 1.25 GPa se objevil granát a současně při tlacích 1.5 GPa zoisit na úkor plagioklasu. Na složení granátu se podílely grossular, almandin a pyrop, přičemž obsah grossularové komponenty rostl s klesajícím tlakem a teplotou na rozdíl od almandinové složky, jejíž podíl rostl se zvyšující se teplotou, což autoři vysvětlili rozpadem amfibolu a tvorbou zoisitu. Ten zůstával chemicky stabilní, nicméně neobjevil se při deficitu H₂O (pod 5 hm. %). PT diagram na obrázku 6 demonstruje výsledky experimentů, na jejichž základě autoři předpokládají, že v přírodních podmínkách může docházet k tavení alkalických gaber za produkce poměrně značně mobilních tonalitických až anortozitových tavenin. Ukázaly také, že žíly anortozitů v migmatitovém komplexu Skattora mohly vznikat tavením alkalických gaber za podmínek kolem 1 GPa a 900 - 950 °C v přítomnosti fluid bohatých na H₂O.

Z masivu Münchberg variského stáří, který vystupuje ve východní části Německa při hranici s Českou republikou, popsali Franz a Smelik (1995) a Liebscher et al. (2007) trondhjemitické pegmatity s minerály skupiny zoisit-klinozoisit, které tvoří nerovnoměrně rozmístěné segregace a pravé i ložní žíly v amfibolizovaných eklogitech (původně bazaltech s MORB afinitou). Dosahují velikosti maximálně 10 x 150 m, obvykle jsou však 5 - 50 cm mocné a několik metrů dlouhé. Ve většině případů jsou nezonální, avšak místy vykazují zonální stavbu s aplitickými okraji, nikdy ale neobsahují křemenné jádro. Homogenní zrnitost pegmatitů by podle autorů mohla souviset s intruzí do hostitelské horniny o relativně vysoké teplotě. Pegmatity vykazují leukotonalitové až trondhjemitické složení, na jejich složení se podílí minerály skupiny zoisit - klinozoisit, plagioklas, místy fengitický muskovit, Ca-amfibol a biotit. Matrix tvoří grafické srůsty křemene a plagioklasu s obsahem anortitové komponenty do 15 mol. %. Zoisit je ve formě až 10 cm velkých automorfních krystalů s jádry Fe bohatými a okraji Fe ochuzenými. Klinozoisit se vyskytl jako tenké orientované narostlé lamely uvnitř zoisitu v asociaci albitem a méně amfibolem, popřípadě jako velmi drobné krystaly narostlé na okrajích velkých vyrostlic zoisitu. Na základě mikrostrukturních znaků byl potvrzen magmatický původ vyrostlic zoisitu. Podle Franze a Smelika (1995) probíhala jejich krystalizace v rovnováze s taveninou leukotonalitového složení. Studium zonality těchto vyrostlic a jejich chemického složení bylo prokázáno několik stadií krystalizace během exhumace systému včetně jeho prohrátí, což se projevilo mimo jiné jako resorpce již krystalovaného zoisitu a jeho opětovného dorůstání (obr. 7). Vznik těchto pegmatitů je důkazem, že i za relativně vysokých tlaků (kolem 2 - 3 GPa, při T =



Obr. 6 P-T diagram znázorňující výsledky experimentů Selbekk a Skjerlie (2002). Vysvětlivky:

- - sklo nebylo detekováno
 - - detekováno sklo
 - - pole vyznačující oblast, kdy došlo k segregaci taveniny do horní části kapsule
- prg - pargasit, grt - granát, zoi - zoisit, gl - sklo. Upraveno.



Obr. 7 Předpokládaná P-T dráha pegmatitů s zoisitem z masivu Münchberg s vyznačením vývoje jednotlivých růstových stadií zoisitu, důležitých fázových vztahů, křivek solidu vodou nasyceného trondhjemitu a MORBu. Hodnoty X_{Fe}^{zo} ukazují na změnu obsahu Fe v zoisitu ($= Fe/(Fe+Al)$ apfu) s klesající teplotou i tlakem. Šedá pole - P-T data pro horninový systém s obsahem pegmatitů s zoisitem dle jednotlivých autorů; vysvětlivky in Liebscher et al. (2007).

680 - 750 °C) může docházet k nízkoobjemovému dehydratačnímu tavení eklogitů (kolem 2.5 obj. %) a takto vzniklá tavenina může migrovat do oslabených zón za vzniku pegmatitů tonalitového složení (Liebscher et al. 2007).

S tímto názorem se setkáváme již v práci Nicolleta et al. (1979), kteří studovali polohy a segregace trondhjemitických hornin v eklogitech a vysokotlakých amfibolitech komplexu Rouergue (j. část Massif Central). Ty považují za magma vytavené z hostitelských metabazitů za podmínek granulitové facie a to především na podkladě srovnání REE křivek ve studovaných horninách. Velkou variabilitu ve složení těchto segregací odvozují od proměnlivého složení protolitu. Problémem zde je nicméně intenzivní retrográdní přetisk celého systému za podmínek amfibolitové facie.

Podobné peraluminické tonalit-trondhjemitické polohy v několikametrových blocích amfibolitu uzavřených v serpentinitu byly popsány García-Cascem et al. (2008) ze Sierra del Convento v oblasti ofiolitových komplexů na v. okraji Kuby. Na jejich složení se podílí především plagioklas (do An_{20}), křemen, epidot ± paragonit ± pargasit ± kyanit. Byly interpretovány jako produkt parciálního tavení subdukované oceánské kůry - na amfibolity přeměněných MOR bazaltů raně křídového stáří. P-T podmínky stanovené na základě fázových vztahů se pohybovaly podle autorů kolem 750 °C při 15 MPa.

Parciálním tavením amfibolických granulitů s živcem z Doubtful Sound na Novém Zélandu interpretuje Oliver (1977) vznik sítě žil anortozitů s granátem a pegmatitů, protínající tyto mateřské granulity. K tomuto názoru dospěl na základě studia chemického složení jednotlivých

fází i celohorninového chemismu. Žíly pegmatitů mají minerální asociaci antiperthitický plagioklas, granát, klinopyroxen, amfibol a rutil. Podmínky tavení zdrojových granulitů stanovil na teplotu kolem 750 °C při tlaku ~ 8 MPa a tlaku H_2O ~ 5 MPa. Vzniklá tavenina migrovala do extenzních trhlin a interagovala s hostitelskými rulaми za vzniku granátu, klinopyroxenu, křemene a rutilu reakcí plagioklasu s amfibolem, ortopyroxenem a oxidy.

V rámci ultrabazických „tekonitů“ v oblasti Hatay v jv. Turecku stručně charakterizoval Çoğulu (1974) hojně až 20 cm mocné „živcové žíly“ složené z bazického plagioklasu, místy přecházející do gabrových pegmatitů s pyroxenem, u nichž se předpokládá in situ rekrystalizace v partiích, kde došlo k parciálnímu tavení. U těchto pegmatitů jsou místy neostré okraje. Jiným typem jsou pegmatity s ostrým kontaktem vůči hostitelské hornině, které do ní intrudovaly. Na základě vnitřní stavby byly rozděleny do dvou skupin. „Bazické pegmatity“ s heterogenně rozmístěným pyroxenem a plagioklasem a zhruba stejně hrubě zrnitou strukturou v průběhu celé žíly. Druhý typ, „pegmatity zonální“, mají obdobné minerální složení jako první skupina, ale navíc obsahují v okrajové zóně kromě pyroxenu a plagioklasu také olivín. Ve směru do centra

jsou tyto žíly více leukokratické. Nicméně jejich zonálnost je vyvinuta značně asymetricky. Další pegmatitové výskyty jsou situovány v masivu Kizildag, v oblasti výskytu ultrabazických kumulátů lokálně přecházejících do gaber. Zde tvoří pegmatity síť žil s ostrým okrajem vůči hostitelskému peridotitu, dosahují mocnosti od několika mm do 20 cm a obsahují opět klinopyroxen, bazický plagioklas (až 10 cm zrna) a v okrajových zónách olivín. Vzhledem k nejasnému vztahu k hostitelské hornině je bližší zařazení těchto pegmatitů problematické, nicméně přinejmenším pegmatity z masivu Kizildag spadají nejspíše do skupiny pegmatitů odvozených od ultrabazických hornin.

Procesy parciálního tavení v oceánské kůře jsou poměrně dobře zdokumentovány v oblastech s vysokým tepelným tokem (např. hot spots). Z ofiolitových komplexů středooceánských riftů jsou však známy spíše výjimečně, většinou ve formě žil a průů plagiogranitů (Koepeke et al. 2004). Plagiogranity zahrnují horninovou řadu diorit - křemenný diorit - tonalit - trondhjemit. Jsou zdokumentovány z některých ofiolitových komplexů a byly také zachyceny při průzkumech současného oceánské dna. Jejich přehled lze nalézt v práci Koepekeho et al. (2007).

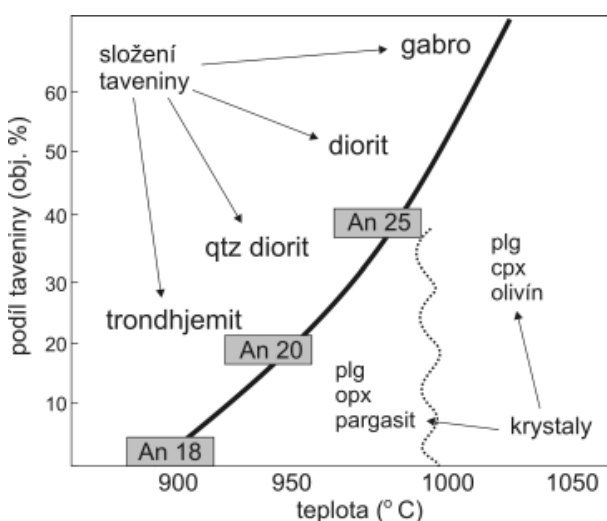
Plagiogranity tvoří minoritní složku gabrových partií ofiolitových sekvencí, tzn. že jejich vznik je kladen do geotektonického prostředí spodní oceánské kůry. Zajímají zpravidla zlomky objemových procent a velikost jejich těles obvykle kolísá od mm do dm mocností, výjimečně více. V minerálním složení dominují plagioklasy s nízkým obsahem anortitové komponenty, křemen a amfibol, méně často pyroxen, akcesorický apatit, zirkon a Fe-Ti oxidy. Na základě srovnání více než 300 chemi-

kých analýz plagiogranitů z 27 lokalit zjistil Koepke et al. (2007) že obsah SiO_2 kolísá v rozmezí 52 - 80 hm. %.

Existují 4 hlavní modely vysvětlující vznik těchto hornin; 1) pozdní diferenciacie mateřské MORB taveniny; 2) parciální tavení gabroidních hornin; 3) odmíšení nemísitelných složek v tholeiitické tavenině a 4) asimilace a parciální tavení dřívě utužených žil (Koepke et al. 2007). Představa metasomatického původu (Na-metasomatóza draslíkem bohatého protolitu) je v současné době již na základě mineralogicko-geochemických pozorování opouštěna (Flagler, Spray 1991). U většiny výskytů plagiogranitů se předpokládá jejich vznik diferenciací bazického magmatu (např. Lippard et al. 1986; Zulfiqar in Treloar, Searle 1993; Luchitskaya et al. 2005; Rameshwar Rao et al. 2004).

Problematicke byla věnována i řada experimentálních prací. Například Koepke et al. (2005) prováděli experimenty s tavením různých variet gaber za tlaků ~ 200 MPa a teplot 900 °C a 1000 °C, přičemž podle reakce $\text{Ol} + \text{Cpx} + \text{Plg1} + \text{H}_2\text{O} = \text{Opx} + \text{Prg} + \text{Plg2} + \text{tavenina}$ (H_2O nasyc.) dospěli ke složení oceánských plagiogranitů. S rostoucí teplotou narůstala bazicita plagioklasů ve srovnání s plagioklasy v protolitu, což autoři zdůvodňují nasycením systému vodou. Podobně se mění i složení taveniny od trondhjemity při 900 °C přes křemenný diorit a diorit po gabro při 1000 °C (obr. 8).

Jako klíčový parametr pro rozlišení možných způsobů vzniku plagiogranitů a příbuzných hornin se na základě dalších experimentů jeví TiO_2 (Koepke et al. 2007). Důsledkem nízkého obsahu TiO_2 v gabrech je i jeho nízký obsah v taveninách vzniklých tavením gaber v oceánské kůře. Naopak relativně zvýšený bývá v taveninách vzniklých diferenciací bazaltů středoocéánských riftů, popřípadě odmíšením vzájemně nemísitelných složek. Z porovnání chemického složení z řady výskytů plagiogranitů vyplývají relativně nízké obsahy TiO_2 . Z toho plyne, že plagiogranity jsou spíše produktem parciálního tavení gabroidních hornin za vysokého obsahu H_2O bohatých fluid a to především v prostředích pomalu se rozpínajících středoocéánských riftů.



Obr. 8 Výsledky experimentů tavení přírodních oceánských gaber za vodou nasycených podmínek. Podíl taveniny v závislosti na teplotě se znázorněním minerální asociace nově vzniklých krystalů, bazicity plagioklasů a složení taveniny jako funkce teploty. Upraveno podle Koepke et al. (2005).

Vznik plagiogranitů anatexí amfibolitů předpokládají například Flagler a Spray (1991) v oblasti výskytu fragmentu oceánské kůry Fournier v Kanadských Apalačích ve státě New Brunswick. V první fázi došlo podle autorů k vysokoteplotní deformaci gaber za přínosu LREE bohatých fluid, ve druhé fázi potom k parciálnímu tavení takto vzniklých amfibolitů, přičemž vytavená složka místy migrovala i do zón nepostižených gaber ve formě čoček a žil. K tomuto názoru dospěli na základě prostorových vztahů v horninovém systému nepostižené gabro - HT deformované gabro (amfibolit) - leukosom v amfibolitech - plagiogranity v nepostižených gabrech a také modelováním chování REE ve vztahu amfibolit - plagiogranit. Ze zjištěných P-T podmínek autoři usuzují na vznik plagiogranitů v těsné blízkosti „spreading“ center (obr. 9).

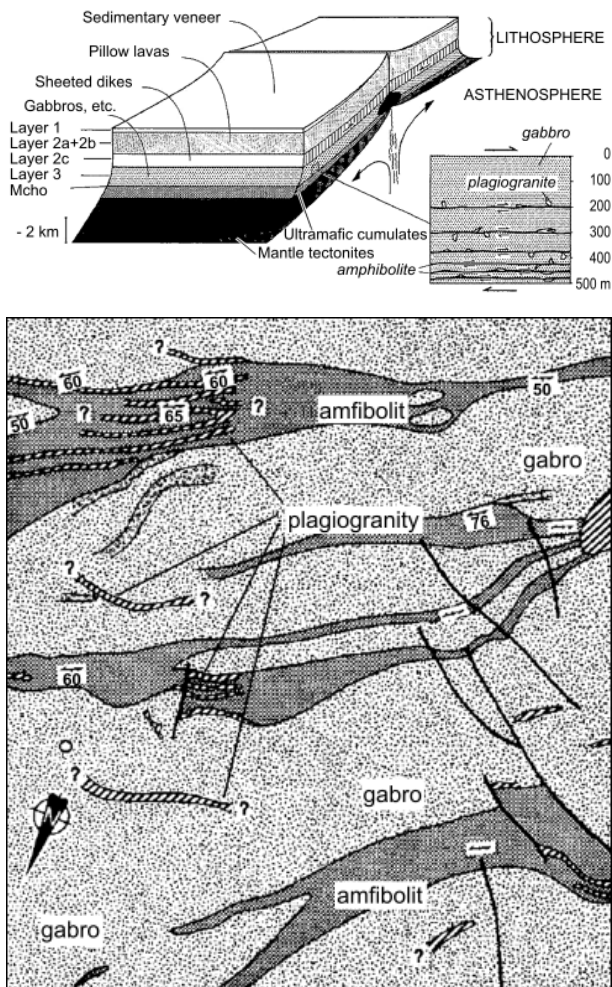
Naopak, Zulfiqar (in Treloar, Searle 1993) po zpracování leukokratních hornin z ofiolitového komplexu Bela v okrese Khuzdar v Pákistánu dospěl k názoru, že jejich vznik je úzce spojen s diferenciací (frakční krystalizací) bazického magmatu. Suita leukokratních hornin je zde poměrně široká a zahrnuje leukogabra, gabrové pegmatity, diority, křemenné diority, trondhjemity, epidotické trondhjemity a kyselé pegmatity. V rámci této skupiny autor vyčlenil dva typy - sodíkem velmi bohaté leukokratní horniny, typické pro většinu plagiogranitových výskytů a draslíkem bohaté leukokratní horniny s rozdílným chováním stopových prvků a REE, u nichž předpokládá vznik už spíše tavením korových hornin a intruzí do ofiolitového komplexu.

Jako tonality až trondhjemity charakterizovali plagiogranity z ofiolitové sekvence Nidar ve východním Ladaku v Indii Rameshwar Rao et al. (2004). Pronikají hostitelskými gabry ve formě až několik metrů mocných a 100 m dlouhých žil jako středně až hrubozrnné horniny místy s pegmatitovými stavbami. Jsou složeny v převážné míře z křemene a plagioklasu s výrazně minoritním K-živcem, amfibolem, titanitem, pyroxenem, epidotem a opakními a sekundárními fázemi. K názoru, že se opět jedná o frakční diferenciaty gaber autoři dospěli především geochemickým studiem.

Velmi podobné jsou plagiogranity z ofiolitového komplexu na jihu kamčatského poloostrova křídového stáří, které zpracovali Luchitskaya et al. (2005). Tvoří síť žil nepravidelného tvaru o mocnosti 1.5 - 2 m s hojnými xenolity gaber, jimiž pronikají. Kromě toho se zde objevují žíly plagiogranit-porfýrových žil 5 - 7 m mocných. Leukokratní horniny jsou jemně až středně zrnité a složeny z křemene a plagioklasu, méně zastoupeného amfibolu a biotitu a akcesorického apatitu, zirkonu, titanitu, opakních a sekundárních minerálů. Vykazují velmi nízké obsahy K_2O a relativně nízké obsahy Al_2O_3 . Celkový mineralogicko-geochemický charakter studovaných plagiogranitů v asociaci s gabry ukazuje na jejich vznik frakcionací taveniny tholeiitů ostrovních oblouků.

Pegmatity odvozené od alkalických hornin

Do této skupiny náleží pegmatity, jejichž složení je odvozeno od plutonických hornin. Na minerálním složení se kromě alkáliemi bohatých tmavých minerálů jako hlavní složky podílejí zejména oba živce (alkalický živec obvykle více či méně převládá) a křemen (do 20 obj. %), který může také zcela scházet, popřípadě v různé míře zastoupené foidy. Jde tedy o pegmatity složením blízké různým typům syenitů až monzosyenitů, méně pak monzonitům. V případě, že je magma natolik podsaturováno SiO_2 , že se objevují magmatogenní karbonáty, hovoříme



Obr. 9 Nahoře - idealizovaný model oceánské litosféry v blízkosti „spreading“ centra ukazující efekt astenosférického vyklenutí, kdy v gabrech dochází podél predisponovaných zón k amfibolizaci za přístupu vody a k vytavování plagiogranitů. Dole - zjednodušená geologická skica z lomu Pointe-Verte na ostrově prince Edwarda, Kanada, s vyznačením vzájemných prostorových vztahů gaber, amfibolitů a žil plagiogranitů, šířka záběru cca 30 m, upraveno dle Flagler a Spray (1991).

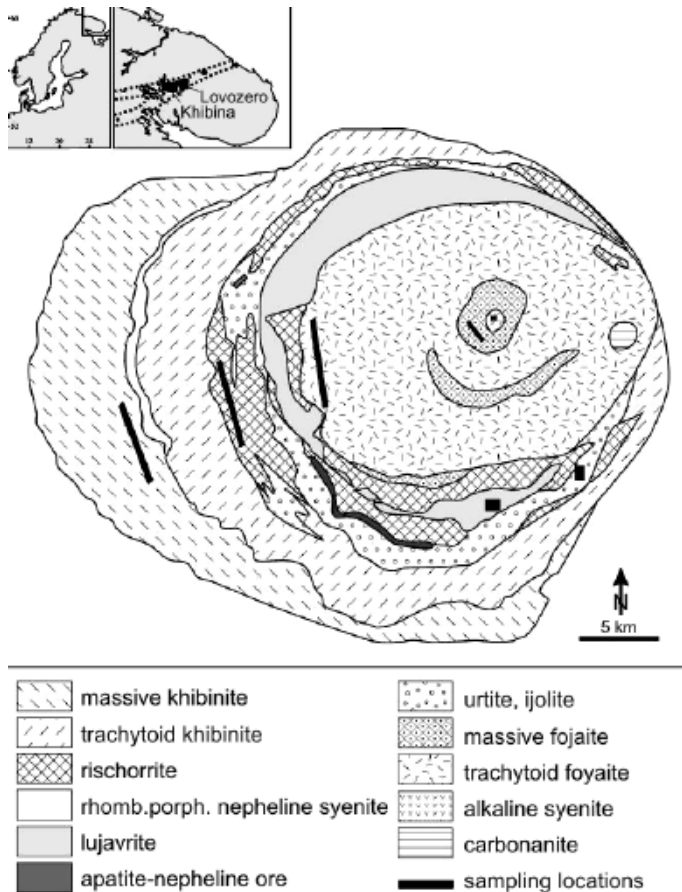
již o karbonatitech, které mohou místy také vykazovat pegmatoidní ráz. Výskyt pegmatitů syenitového a vzácně až karbonatitového složení je v převážné většině úzce spojen s masívy alkalických až peralkalických hornin různého stáří. Tělesa peralkalických hornin jsou vázána především na geotektonická prostředí kontinentálního riftingu, kde mohou být součástí horninové suity zahrnující jak mafické členy (shonkinit, ijolit) tak ultraperalkalické karbonatity. Jako příklady lze uvést pozdně variský rift Langesundfjord v blízkosti Osla v Norsku, Bajkalskou riftovou zónu, paleozoický a v mesozoiku reaktivovaný riftový systém Ottawa - Bonnechere - Timiskaming ve státě Quebec v Kanadě, středně proterozoický riftový systém Gardar v jižním Grónsku nebo paleozoický rift Imandra - Varzuga s tělesy Chibinského a Lovozerského masívu na poloostrově Kola v Rusku.

Pro pegmatity geneticky svázané s výše uvedenými horninami jsou charakteristické neobvyklé minerální asociace s obsahem často velmi exotických minerálů, v běžných granitických pegmatitech neznámých. Podle

Londona (2008) tvoří pegmatity spadající do této skupiny především segregace a autointruzivní žíly v samotných tělesech zdrojových plutonických hornin a bývají často podobně jako syenity klasifikovány podle poměru $\text{Na}/(\text{K}+\text{Al})$ a obsahu Ca a Mg na agpaitové (vysoký $\text{Na}/(\text{K}+\text{Al})$, nízký Ca) a miaskitové (nízký $\text{Na}/(\text{K}+\text{Al})$, vysoký Ca, Mg) pegmatity. Co se týká karbonatitových pegmatitů, jsou nejčastěji v asociaci právě s miaskity vzhledem k vyššímu obsahu Ca a Mg. Obecně je pro syenitové a karbonatitové pegmatity dále charakteristický zvýšený obsah Ti, Zr, Th, U a LREE, popřípadě Sr, Ba, P a Nb (London 2008).

Z výše uvedeného je zřejmé, že minerální složení alkalických (s. l.) pegmatitů bude relativně široké (i co se týká hlavních minerálů) a bude záviset především na poměru Na, K, Al a Si ale také aktivitě fluid (H_2O , CO_2 , F, Cl, S). Rovněž přítomnost široké škály stopových prvků má za důsledek často přítomnost extrémního množství druhů akcesorických minerálů. Pravděpodobně i to je příčinou toho, že převážná část prací týkajících se těchto pegmatitů se věnuje spíše než celkové petrograficko-mineralogické charakteristice jednotlivých výskytů detailnímu zpracování vybraných minerálních fází. Příkladem jsou desítky prací věnovaných minerálům vyskytujícím se v pegmatitech Chibinského a Lovozerského alkalického masívu na poloostrově Kola v Rusku. Tato v celosvětovém měřítku výjimečná tělesa si vzhledem k množství a variabilitě pegmatitových výskytů zaslouží širší pozornost. Chibinský a Lovozerský pluton intrudovaly v devonu (Kramm, Sindern 2004) podél příkopové struktury zlomového pásma Chibiny - Kontozero. Jde v obou případech o ringové struktury o celkové ploše kolem 1330 km^2 (Chibinský pluton) a 650 km^2 (Lovozerský pluton; Beeskov et al. 2006), jedny z největších na světě, sestávající především z nefelinických syenitů agpaitové afinity v asociaci s foidolity, méně s alkalickými syenity a karbonatity. Obě intruze jsou si velmi podobné a tvoří podkovovitá tělesa, vzniklá pravděpodobně v průběhu stejné tektonomagmatické etapy. Lovozerský pluton vykazuje nicméně i znaky stratifikace, kdy největší, centrální část tvoří eudialytický lujavrit a vnější a spodní část představuje zvrstvený komplex lujavritu, urtitu a foyaitu. Chibinský pluton (obr. 10) má naopak poněkud jednodušší geologickou stavbu a neobsahuje na rozdíl od Lovozerského plutonu žíly ussingitu ($\text{Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8(\text{OH})$). V obou případech se jedná o lopolity, vzniklé v několika samostatných intruzivních fázích, lišících se petrografií hlubinných a žilných hornin zhruba v řadě nefelinický syenit + nefelín-noseánový syenit - urtit + foyait + lujavrit - eudialytický lujavrit + lamprofylit + murmanit - alkalické lamprofyry (Ermolaeva et al. 2007).

Pegmatity jsou hojné v obou tělesech a jsou nepochybně úzce geneticky spjaty s hostitelskými horninami, neboť velmi často obsahují stejné hlavní minerály (alkalické živce, foidy, alkalické pyroxeny, amfiboly a jiné alkalické silikáty). Některé z žil jsou natolik proslulé nejen svým výjimečným mineralogickým obsahem, ale i vývojem některých minerálů a to často i velmi vzácných, popřípadě jsou typovými nebo i jedinými lokalitami nových minerálů na světě. Proto mají nejvýznamnější žíly svá jména. Příkladem mohou být „Kankrisilitovoj“ pegmatit, 30 cm mocná žíla obsahující především kankrisilit $\text{Na}_7\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}(\text{CO}_3)_3 \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$ a kazakovit $\text{Na}_6\text{Mn}^{2+}\text{TiSi}_6\text{O}_{18}$, „Makatitovaja“ pegmatit - hydrotermálně alterovaný hyperagpaitový pegmatit - makatitem $\text{Na}_2\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$, natrosilitem $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, kazakovitem, vuonnemitem $\text{Na}_{11}\text{Nb}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{12}(\text{PO}_4)_2\text{O}_5\text{F}_2$, lomonošovitem $\text{Na}_5\text{Ti}_2\text{O}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{PO}_4)$ aj. Velikostí a složením je



Obr. 10 Zjednodušená geologická mapa Chibinského plutonu. Sampling location - místa odběrů vzorku pro analytické práce Beeskov et al. (2006).

výjimečný pegmatit „Škatulka“, nejmohtnější těleso ussingitu na světě, které kromě ussingitu poskytlo skvělé vzorky vuonnemitu, gaidonnayitu $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$, čkalovitu $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$ nebo steenstrupinu $\text{Na}_{14}\text{Ce}_6\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{3+}\text{Fe}^{2+}(\text{Zr,Th})(\text{Si}_6\text{O}_{18})_2(\text{PO}_4)_7 \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$ atd. nebo pegmatit „Jubilejnaja“ (obr. 11), ze kterého bylo popsáno 13 nových minerálů (např. ilmajokit $(\text{Na,Ce,La,Ba})_2\text{TiSi}_3\text{O}_5(\text{OH})_{10} \cdot n(\text{H}_2\text{O})$, rait $\text{Na}_4\text{Mn}^{++}_4\text{Si}_8(\text{O,OH})_{24} \cdot 9(\text{H}_2\text{O})$, zorit $\text{Na}_6\text{Ti}_5[\text{Si}_{12}\text{O}_{34}](\text{O,OH})_5 \cdot 11(\text{H}_2\text{O})$, lovdarit



Obr. 11 Radiálně uspořádané jehlicovité krystaly magnesianarfvedsonitu o průměru až 30 cm v pegmatitu „Jubilejnaja“. Na fotografii zachycen kontakt pegmatitu s lujavritem (tmavší, jemnozrnější partie ve spodní části), foto A. R. Chakmouradian (www.umanitoba.ca).

$\text{K}_2\text{Na}_6\text{Be}_4\text{Si}_{14}\text{O}_{36} \cdot 9(\text{H}_2\text{O})$ aj.).

Naprostá většina žil je natolik hydrotermálně alterována, že horniny bývají označovány jako *hydrotermalit*, obsahující hydrotermální karbonáty, například shomiokit-(Y) $\text{Na}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_3 \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$ nebo organické sloučeniny, např. natroxalát $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$ a hojně zeolity (Pekov 2000; Vlasov et al. 1966). Výjimkou je například pegmatit „Palitra“, jenž byl zastižen při důlních pracích na ložisku loparitu v oblasti pohorí Kedykverpakhk v roce 2002 a v němž nebyly minerály postíženy hydrotermálními přeměnami, což ale mělo za následek, že velká část minerálů, tvořících téměř polovinu objemu jádra pegmatitu, byla na vzduchu nestabilních (Pekov 2005). Zhruba 7 m dlouhá a 1.5 m mocná zonální žíla, protínající urtit-foyait-lujavritový komplex obsahovala například dobře vyvinutý natrosilit, dále chlorbartonit $\text{K}_6\text{Fe}_{26}\text{S}_{26}(\text{Cl,S})$, thorsteenstrupin $(\text{Ca,Th,Mn})_3\text{Si}_4\text{O}_{11}\text{F} \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ nebo nalipoit NaLi_2PO_4 a navíc i 4 zcela nové minerály: bario-olgit $\text{Na}(\text{Ba,Sr,Na,REE})\text{PO}_4$, kapustinit $\text{Na}_{5.5}\text{Mn}_{0.25}\text{ZrSi}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2$, potassicarfvedsonit $\text{KNa}_2\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ a pautovit CsFe_2S_3 (Pekov et al. 2005). Pozoruhodný vývoj měl v žíle egirín, který tvořil až 30 cm velké polokulovité agregáty složené z tenké sloupcovitých krystalů. Podobné „suché“ pegmatity jsou z oblasti již známy, nicméně tvoří většinou drobné, do 5 cm mocné žíly (Chomjakov 1995; Pekov 2000). Rozmanitost zdejších pegmatitů mimo jiné podtrhuje například poměrně mohutný, strmě uložený pegmatit č. 55 na jižním svahu hory Kuivchorr, který měl jádro složeno hlavně z analcimu a obsahoval kromě alkalických silikátů a zirkonosilikátů, Li-slíd aj. navíc wolframit a thorit nebo pegmatit č. 62. v sv. části Karnasurtu v komplexu naujaitu a složený především z hackmanitu $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2$ a natrolitu. Z pegmatitů tvořených ussingitem lze dále zmínit například první pegmatit tohoto typu a zároveň typovou lokalitu čkalovitu, belovitu - (Ce) $(\text{Sr,Ce,Na,Ca})_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ a gerasimovskitu $(\text{Mn,Ca})(\text{Nb,Ti})_5\text{O}_{12} \cdot 9(\text{H}_2\text{O})$, žílu č. 71 z oblasti Velkého Punkaruaviu nebo původně ussingitové pegmatity „Jubilejnaja“ v sz. části Karnasurtu a žílu č. 61, v nichž byl ussingit zcela nahrazen mladším natrolitem.

Celkové množství popsaných minerálů z pegmatitů Lovozerského a Chibinského masívu se blíží číslu 400 a zde poprvé popsaných je kolem 70, z toho třetina se nevyskytuje nikde jinde na světě. Kolem 30 je minerálů s obsahem REE a celá řada fází s obsahem Zr, Ti, Nb, Th, Li a Be. Pozoruhodný je také vývoj minerálů co do velikosti. Nalezeny zde byly až 6 cm velké krystaly eudialytu $\text{Na}_4(\text{Ca,Ce})_2(\text{Fe}^{++},\text{Mn,Y})\text{ZrSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH,Cl})_2$, 9 cm velké krystaly zirkonu nebo až několika tunové bloky shomiokitu-(Y) s individui o velikosti 10 - 25 cm. Pro další podrobné informace lze doporučit publikace Pekova (2000), který kromě geologie a petrografie detailně popsal i historii výzkumů, těžby a mineralogie asi 30 nejzajímavějších pegmatitových žil nebo Chomjakova (1995) aj. ruských, jimi citovaných autorů, věnujících se nejen krystalochemii a popisu nových minerálních fází, ale i petrografii jednotlivých žil a jejich hostitelských hornin.

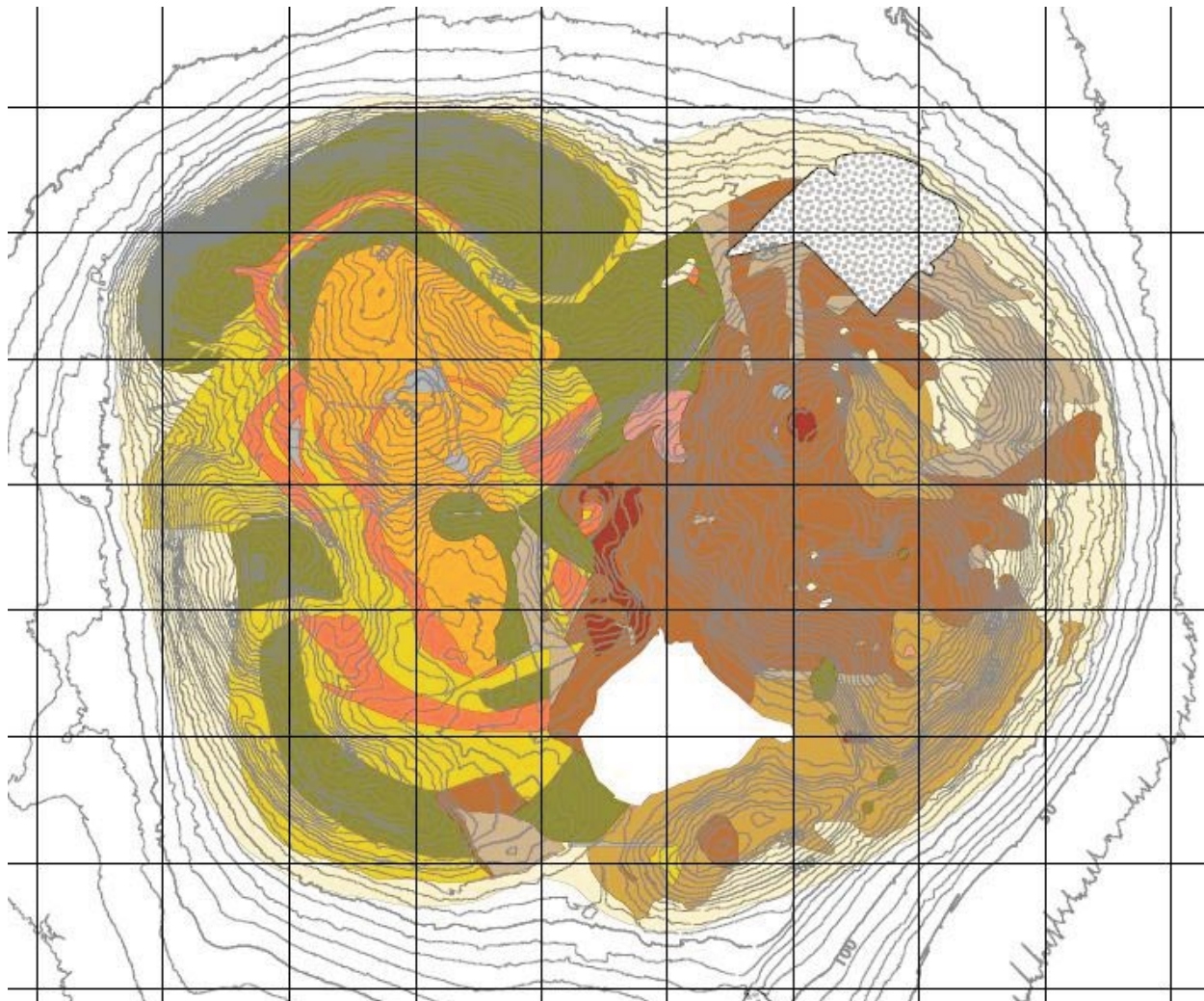
Z alkalického karbonatit-ultrabazického komplexu Kovdor v sz. části poloostrova Kola jsou popisovány i poněkud mafičtější alkalické pegmatoidní horniny, které Krasnova (2001) označuje jako „alkalicko-ultra-

bazický“ pegmatit. Ten tvoří zonální centrální partii polo-kruhové struktury flogopitem bohaté horniny s morfologií a stavbou připomínající běžné granitické pegmatity. Na okraji je vyvinuta až monominerální zóna až 2 m velkých sloupců diopsidu, následovaná zónou flogopit-forsteritovou a forsteritovou a nejvíce ve středu apatitovou. Teplota utužení je odhadována na 800 - 900 °C.

Obdobně mineralogicky bohatou a pozoruhodnou lokalitu představuje Mont Saint-Hilaire ve státě Quebec,

Kanada (obr. 12). Jde o izolované těleso tří intruzí (gabbro - nefelinický syenit + diorit + monzonit - peralkalický nefelinický syenit + porfyrické žilné horniny + peralkalické pegmatity) křídového stáří bez známek extruzivní aktivity (Currie et al. 1986).

Za nejvíce frakcionovanou partii je považována východní nejmladší část tohoto komplexu, sestávající z nefelinických syenitů, eudialyt-nefelín-egirínických syenitů a biotitických lamprofyků (Tice et al. 2001). Tuto



- Calcareous siltstone and shale, siltstone, limestone
- Hornfels
- Pain de sucre suite (120 Ma)**
- Biotite trachygabbro
- Coarse-grained nepheline diorite and monzonite
- East Hill suite (122 Ma)**
- Breccia with fragment of units 2-8
- Igneous Breccia with fragment of units 3-12
- peralkaline nepheline syenite and pegmatite
- nepheline syenite, porphyry and phonolite
- Sunrise suite (133 Ma)**
- Anorthositic gabbro and leucogabbro
- Kaersutite-pyroxene gabbro
- Kaersutite gabbro
- Melagabbro and jacupirangite
- Other

Obr. 12 Zjednodušená geologická mapa komplexu Mont Saint-Hilaire s vyznačením pozice lomu (skvrnitá nepravidelná plocha v pravé horní části). Mřížka rozděljuje plochu na čtverce 500 x 500 m. Podle Currie (1989).

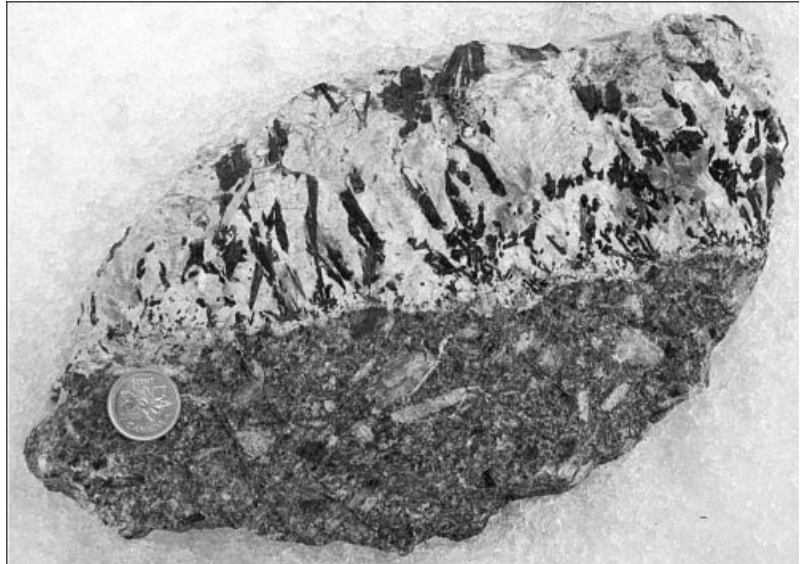
suitu proráží množství pegmatitů decimetrových velikostí, místy tvořící matrix magmatické megabrekcie, které jsou svým základním složením velice podobné nevíce frakcionovaným hostitelským horninám (obr. 13). Tice et al. (2001) vzhledem k anorogenní povaze intruze předpokládají afinitu pegmatitů k NYF typu, nicméně spíše než fluor je v nich převaha chlóru, podobně jako Zr nad Nb a Ce nad Y, takže autoři navrhuji vyčlenit nový typ alkalických pegmatitů - ZCC typ.

Z agpaitických pegmatitů Mont Saint-Hilaire je dnes známo kolem 30 nových minerálů, např. griceit LiF , petersenit $(Ce)(Na,Ca)_4(Ce,La,Nd)_2(CO_3)_5$, donayit $Sr_3NaCa_4(CO_3)_6 \cdot 3(H_2O)$, yofortierit $(Mn,Mg)_5Si_8O_{20}(OH)_2 \cdot 8-9(H_2O)$, poudretit $KNa_2B_3Si_{12}O_{30}$ a mnoho dalších. Značná diverzita jak hostitelských hornin, tak pegmatitů byla pravděpodobně zapříčiněna jednak etapovitou intruzí v průběhu cca 10 - 15 mil. let, jednak asimilací pláště intruze nebo hornin starších intruzí (Currie 1989).

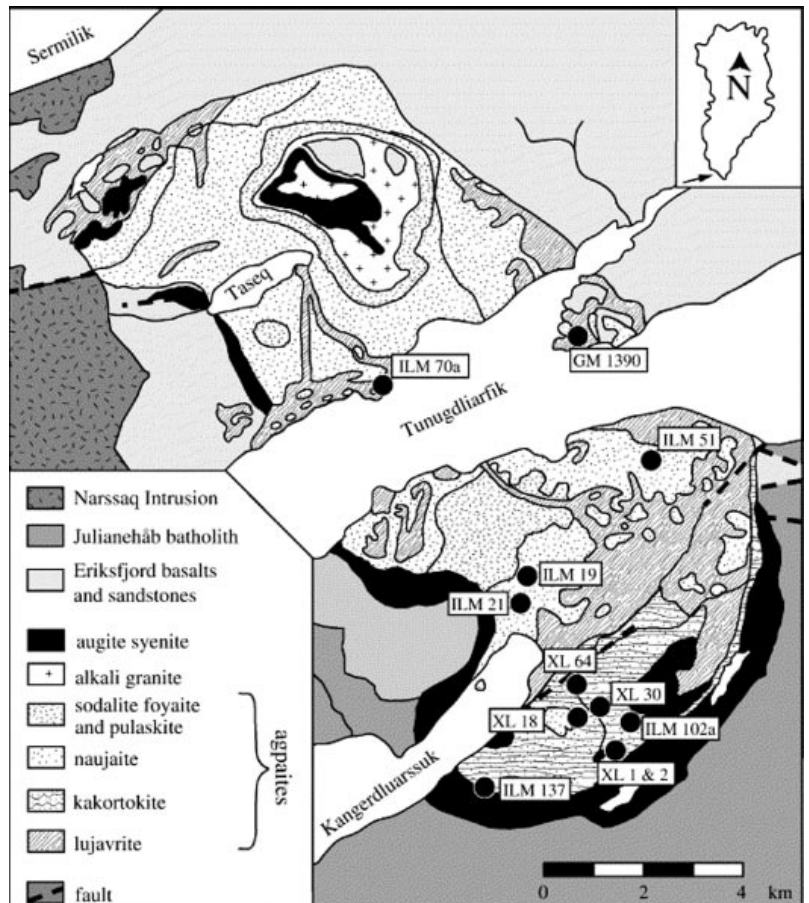
Výjimečné minerální asociace dodnes poskytují pegmatity spojené s metasomati v permském až ranně triasovém masivu Dara-i-Pioz v jižní části pohoří Ťanšan v Tádžikistánu. Centrální část tělesa masivu je tvořena alkalickými granitoidy (syenity a foyaity) s neobvykle vysokým obsahem bóru, protínány žilami metasomatitů, karbonatitů a alkalických pegmatitů, mocných až několik metrů (Sokolova, Hawthorne 2000). Pegmatity byly rozčleněny do několika skupin v závislosti na minerálním složení. Kromě nejběžnějších křemen-mikroklín-egirínových žil se vzácněji objevují miaskitové nefelín-egirín-živcové pegmatity, nicméně ve směr pouze v blocích v morénách ledovce. Některými autory bývá horninová suita přirovnávána k alkalickým intruzím poloostrova Kola, Ilimaussaq nebo Mt. St.-Hilaire, nicméně právě enormně zvýšený obsah bóru způsobil vznik jedinečné minerální paragenese jak v metasomatitech, tak v pegmatitech (např. Kogarko et al. 1995; Belakowski 1991). Alkalické až peralkalické pegmatity s vysokými obsahy bóru, vzniklé diferenciací alkalických granitoidů jsou místy silně podsaturovány SiO_2 a vznikaly za teplot kolem 450 - 500 °C při tlacích do 2 kb (Grew et al. 1993). Poskytly doposud téměř 30 nových minerálů jako například maleevit $BaB_2Si_2O_8$, pekovit $SrB_2Si_2O_8$ (Pautov et al. 2004), dále nové minerály ze skupiny eudialytu - zirsilit-(Ce) a karbokentbrooksit (Chomjakov et al. 2003). Dále jsou odsud známy alkalické zirkonosilikáty jako např. bazirit $BaZrSi_3O_9$, baratovit $KLi_3Ca_7(Ti,Zr)_2Si_{12}O_{36}F_2$ nebo odsud popsány zeravshanit $Cs_4Na_2Zr_3(Si_{18}O_{48})(H_2O)_2$ (Pautov et al. 2004). Některé ze zde se vyskytujících žil jsou natolik saturovány bórem, že ten vstupuje i do struktury alkalických živců (do 0.02 hm. %). Takové živce byly popsány z pegmatitů

v asociaci s egirínem, polythionitem a poměrně hojným reedmergneritem $NaBSi_3O_8$ (Grew et al. 1993).

Termín agpaitický pochází z názvu regionu Agpat v jižním Grónsku, který se nachází v oblasti alkalické intruze Ilimaussaq (obr. 14). Ta je součástí středně protezoického komplexu Gardar, zahrnujícího mimo jiné také intruzi Nannarsuit nebo Ivigtut (Müller-Lorch et al. 2007; Upton et al. 2003). Alkalické horniny tvoří jednak kon-



Obr. 13 Sodalit - nefelinický syenitový pegmatit (horní partie) na kontaktu s porfyrickým nefelinickým syenitem (spodní partie), Mont Saint-Hilaire, foto A. R. Chakhmouradian (www.umanitoba.ca).



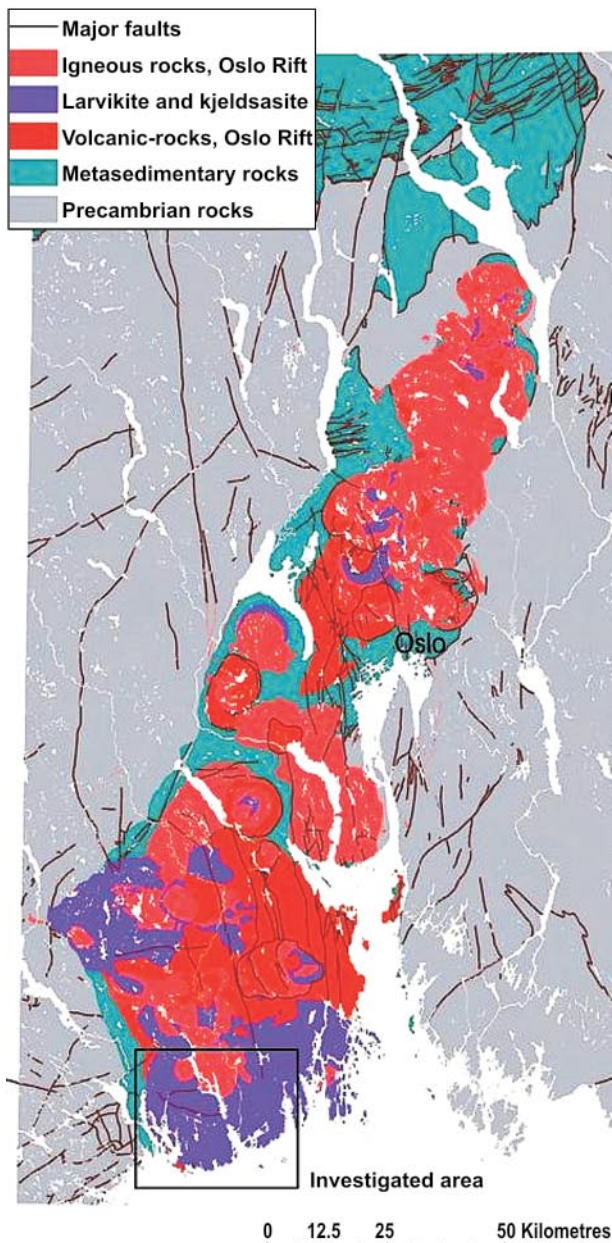
Obr. 14 Zjednodušená geologická mapa intruze Ilimaussaq s hlavními horninovými typy a vyznačením lokalit z práce Müller-Lorch et al. (2007).

centrické intruze, jednak pně až masivní žíly, bývají rozdělovány do dvou hlavních skupin: horniny přesaturované SiO_2 a podsaturované SiO_2 (Müller-Lorch et al. 2007). Patří sem především různé typy apgaitických syenitů a foidolitů (zejména sodalititů), méně alkalických ultramafických lamprofytů a karbonatitů. Pegmatity jsou hojně především v hyperagpaitických typech. Müller-Lorch et al. (2007) vyčlenili dva typy, tzv. „hraniční“ pegmatity na styku okrajové zóny intruze tvořené augitickým syenitem a kakortokitem, více vně situovanými horninami a ostatní pegmatity protínající jiné horninové typy. První typ tvoří zónu s nepravidelně orientovanými žilami a čočkami hrubozrnných až extrémně hrubozrnných (desítky dm velká zrna), místy (mineralogicky) zonálních pegmatitů tvořených hlavně sodalitem (naujaitový typ) nebo a K-živcem, méně potom nefelinem, vzácným fluoritem a eudialytem. Z tmavých fází obsahují pyroxeny z řady egirín-augit, amfiboly o sukcesi hastingsit - katoforit - arfedsanit a

vzácné biotit. Běžná je alterace pegmatitů v subsolidu za vzniku chloritu, natrolitu, analcimu, sekundárního egirínu aj. Vznik pegmatitů kladou Müller-Lorch et al. (2007) do pozdních stadií magmatické fáze za teplot do $500\text{ }^\circ\text{C}$ a při rostoucí fugacitě kyslíku s přechodem do více frakcionovaných typů (magnetit \rightarrow hematit, aenigmatit \rightarrow egirín, rostoucí aktivita Si a poměru Na/K).

Významnými lokalitami alkalických pegmatitů v této oblasti jsou například Ivgitut nebo Narssarsuk. Zejména prvně jmenovaná lokalita poskytla v minulosti celou řadu zajímavých a v pegmatitech ojedinělých minerálů ze skupiny sulfidů, sulfosolů a silikátů, karbonátů a zejména Al-halogenidů (bogvadit $\text{Na}_2\text{SrBa}_2\text{Al}_4\text{F}_{20}$, jarlit $\text{Na}(\text{Sr},\text{Na},[\text{J}])_7(\text{Mg},[\text{J}])\text{Al}_6\text{F}_{32}(\text{OH},\text{H}_2\text{O})_2$ aj.). Světový význam měla hlavně v době těžby kryolitu jako snadno zpracovatelné suroviny hliníku. Těleso bylo Paulyem a Baileyem (1999) rozděleno na 4 petrogeneticky odlišné jednotky (siderit-kryolitová, čistě kryolitová, fluorit-kryolitová a fluorit-topazová). Podle autorů došlo nejprve k brekciaci hostitelského granitu s tmelem tvořeným kryolitem, sideritem a sulfidy, ve druhé fázi byly zbývající póry a trhliny vyplněna fluida za vzniku jemně krystalického topazu, Ba a Sr bohatých halogenidů a barytu a ve třetí fázi vodou bohatá fluida celý systém křehce porušila a trhliny vyplnil sekundární kryolit a prosopit $\text{CaAl}_2(\text{F},\text{OH})_8$.

Fluoridy hliníku jsou v pegmatitech obecně řídkým jevem. Jejich výskyt je obecně dáván do souvislosti s nadbytkem fluoru za současného nedostatku Si v alkalickém prostředí. Kromě výše popsaných výskytů v oblasti jižního Grónska byl popsán například kryolit, cryolithionit $\text{Na}_3\text{Li}_3\text{Al}_3\text{F}_{12}$ a fluorit v asociaci s topazem a fenakitem z pegmatitu u Miassu v pohoří Ural v Rusku (Palache et al. 1951) nebo kryolit a další Al-fluoridy z pegmatitu u Katuginy v Jakutsku, Rusko, jenž se rovněž jeví být bohatým ložiskem Nb, Ta minerálů, zirkonu, RE(Y) - fluoritu a gagarinitu $\text{NaCaY}(\text{F},\text{Cl})_6$ (úst. sděl. Godovikov, in Kearns 1995). Z dalších výskytů lze uvést například pegmatit Morefield v Amelia County ve Virginii s více než jedním stem minerálů, z nichž za zmínku stojí prosopit v masách až několik desítek cm velkých, místy zatlačující topaz a často lemující masy kryolitu, dále elpasolit K_2NaAlF_6 , chiolit $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ a mnoho dalších v asociaci s amazonitem, spessartinem, křemenem, muskovitem a akcesorickým monazitem, Ta-Nb oxidy (Kearns 1993, 1995). Elpasolit byl popsán z pegmatitu ze St. Peter's Dome u El Paso County v Coloradu, USA. Vyskytl se v pegmatitové žíle o složení křemen, mikroklin, riebeckit, astrofylit, egirín a akcesorický zirkon, Ti-Nb oxidy, xenotim a rovněž suita Al-fluoridů (elpasolit, muratait $(\text{Y},\text{Na})_6(\text{Zn},\text{Fe}^{3+})_5(\text{Ti},\text{Nb})_{12}\text{O}_{29}(\text{O},\text{F})_{14}$ aj.) (Adams et al. 1974). Trubkovité těleso pegmatoidního rázu protíná amazonit-topaz-cinvalditový pegmatit Zapot u Gillis Range poblíž Hawthorne v Nevadě, USA. Kromě převažujícího kryolitu, cryolithionitu a podružného pachtolitu $\text{NaCaAlF}_6 \cdot (\text{H}_2\text{O})$, weberitu $\text{Na}_2\text{MgAlF}_7$ a jiných byl odsud poprvé popsán simmonsit $\text{Na}_2\text{LiAlF}_6$. Foord et al. (1999) tuto asociaci popisují jako pegmatit-hydrotermální strukturu, kdy za primární pokládají pouze Al-fluoridy s Li a Na, zatímco sekundární Al-fluoridy obsahují Na, K, Mg a Ca. Pozdně karbonského až ranně permského stáří je struktura riftu Oslo-Skagerrak v jižní Skandinávii s magmatismem zahrnujícím jak bazické tak bazické alkalické horniny (obr. 15). S tímto komplexem je geneticky svázána ringová struktura alkalického plutonu Larvik, obsahující mimo jiné SiO_2 slabě podsaturované až slabě přesaturované hrubozrnné horniny, označované jako larvikity (Neumann 1980), obsahující především tabulkovité



Obr. 15 Hlavní horninové série riftu Oslo-Skagerrak. Larvikity a příbuzné horniny jsou hojné zejména v jižní části komplexu (fialová barva). Podle Heldal (2008).

krystaly ternárních živců (80 - 95 obj. %), intersticiální až hypautomorfní augit až diopsid, Ca-amfiboly, Fe-Ti oxidy, biotit a místy hypautomorfní zrna olivínu, vzácně nefelín a křemen (Heldal et al. 2008).

Pegmatitové žíly se vyskytují v celém tělese a některé i v bazaltoidních horninách v blízkosti komplexu. Syenitové pegmatity vykazují agpaitický charakter, mají většinou ostrý kontakt s hostitelskou horninou a jejich mocnost běžně přesahuje 1 m, výjimečně až 20 m s délkou až 120 m (Larsen 1988; Larsen et al. 1987, 1992). V nejmocnějších žilách ve východní části komplexu se objevují extrémně velkozrné partie s individuálními živci až 2 m velkými. Na složení se podílí především mikroklin, hastingsit až magnesiohastingsit nebo magnesiokatoforit, místy nefelín (většinou alterovaný). Jako vedlejší minerály lze nalézt magnetit, biotit, sodalit, bohatá je škála akcesorických minerálů. V západní části jsou pegmatity spíše nepravidelně vyvinuté a méně hrubozrné, mají však ještě silnější agpaitickou afinitu než předchozí žíly a jsou klasifikovány jako nefelinické syenitové pegmatity. Nejvíce zastoupeny jsou mikroklin, nefelín, egirín, ferroedenit, magnetit a biotit. Enormní je množství a pestrost akcesorických minerálů Zr, Ti, Nb, REE a Be. Tento typ pegmatitů proráží i bazaltoidní horniny v okolí plutonu Larvik. Většina pegmatitů je více či méně hydrotermálně postižena především masivní zeolitizací.

Nejbohatší lokalitou je pravděpodobně Langesundsfjord a oblast Tvedalen. Sem náleží lokalita syenitového pegmatitu Laven, odkud bylo mimo jiné popsáno 6 nových minerálů včetně například egirínu nebo leukofanitu $(Na,Ca)_2BeSi_2(O,OH,F)_7$. V okolí se nachází velké množství lokalit větších či menších pegmatitů, z nichž byly rovněž popsány některé nové minerály, například chevkinit - (Ce) z lokality Stokkoya (Segalstad, Larsen 1978) nebo wohlertit $NaCa_2(Zr,Nb)Si_2O_7(O,OH,F)_2$ z pegmatitu na lokalitě Skutesundskjaer.

Unikátní byl těžený pegmatit v lomu Saga, svou velikostí i bohatstvím minerálních druhů (více než 70), mnoho z nich s obsahem Be (12 druhů). Obsahoval až 70 kg těžké krystaly biotitu, až několik kg těžké masy leukofanitu a thoritu, až 0.75 m velké hrubé krystaly mosandritu, silikátu Ca, Na, Ce, Y, Ti, Nb a Zr. K zajímavostem patřily vzácný behoit $Be(OH)_2$ nebo až 1 cm velké krystaly berboritu $Be_2(BO_3)(OH,F)\cdot(H_2O)$, bromellit BeO atd.

V oblasti Tvedalen existuje několik desítek lomů na larvikit, v nichž bylo zachyceno velké množství deskovitých pegmatitových žil většinou jednoduchého složení mikroklin-nefelín-ferroedenit, magnetit a biotit. Některé z nich poskytly v pozdních fázích vzniklé chiavenit $CaMnBe_2Si_5O_{13}(OH)_2\cdot 2(H_2O)$ a natrolit. Z lomu Vejva byl Mazzim et al. (1986) popsán gonnardit $Na_2CaAl_4Si_6O_{20}\cdot 7(H_2O)$ a Larsenem et al. (1992) tvedalit $(Ca,Mn^{2+})_4Be_3Si_6O_{17}(OH)_4\cdot 3(H_2O)$.

Lomy Třeschow a Saga Pearl poskytly množství minerálů s Be jako například helvín, epididymit a chiavenit, lom v Tuften až 20 cm velké krystaly hambergitu, chiavenit nebo až 20 mm velké tabulky bastnäsitu - (Ce).

Relativně unikátní velmi hrubozrné syenitové pegmatity byly odkryty u Vora. Kromě mikroklinu, egirínu a magnesiokatoforitu obsahovaly křemen, arfvedsonit, catpleit, monazit - (Ce), astrofilit, eudidymit, epididymit, aenigmatit, elpidit a polyolithionit. Svým složením se výrazně odlišují od většiny zde popsaných pegmatitů v larvikitech (vše Larsen 1988; Larsen et al. 1987, 1992).

K nefelinickým syenitovým pegmatitům se řadí i výskyt z oblasti označované Zomba - Malosa v Malawi. Oblast

náleží k alkalické provincii Chilwa křídového stáří, tvořené intruzivní a extruzivní, jež se nachází v jižní části rozsáhlého komplexu východoafrického riftu. Provincie je tvořena především granitovými, syenitovými, nefelín-syenitovými intruzivní a méně karbonatit, přičemž v centru komplexu Zomba - Malosa převládají křemenné syenity, které jsou na obvodu lemovány alkalickými až peralkalickými granity. Nefelinické syenitové pegmatity jsou známy z poslední doby estetickými ukázkami dutinových minerálů, zejména až 20 cm dlouhých tenké sloupcovitých krystalů egirínu, až 25 cm velkých krystalů živců a křemene, 4 cm velkých krystalů zirkonu, dále krystaly parisitu, sideritu, arfvedsonitu, fergusonitu - (Y), epididymitu, hingganitu - (Y, Yb) a mnoha dalších (Petersen, Grossman 1994). Tyto 1 - 1.5 m mocné pegmatity proráží především křemenné alkalickoživcové syenity až křemenné syenity, obvykle silně zvětralé. Soman et al. (2010) je popisují jako alkalické miarolitické pegmatity NYF afinity s unikátní minerální paragenézí, zahrnující kromě výše zmíněných minerálů také Nb-Ta-Y oxidy, Na-Be silikáty, aj. Pegmatity podlehly značné hydrotermální alteraci spojené s výraznou redistribucí HFSE (Guastoni et al. 2009; Soman et al. 2010).

Z ringové struktury permského stáří masivu Khan Bogd na jihu Mongolska pocházejí nálezy až několik metrů mocných, výrazně zonálních pegmatitů s arfvedsonitem, který v blokové jednotce tvoří krystaly až 1 m velké. Kromě křemene, mikroklinu obsahují dále egirín, albit a elpidit. Z akcesorií pak armstrongit, zirkon, neptunit, monazit a apatit aj. (Kynický et al. 2009). Pegmatity tvoří tělesa v alkalických granitech a syenitech. Podle Vaglio et al. (2007) tvoří čočkovitá tělesa nebo rytmicky uspořádané polohy ve „zvrstvených“ částech, vždy však ve vrcholových partiích západní části intruze. Jejich vznik je dáván do souvislosti s několikanásobným střídáním a přechodem systému z duktilního do křehkého stavu.

Z celé řady dalších, méně známých výskytů syenitových pegmatitů lze jmenovat například synorogenní nefelinické syenitové pegmatity v oblasti Donnesfjordu v západním Finsku a severním Norsku (Appleyard 1980).

Syenitové pegmatity a aplity s vysokým obsahem Ta, Nb a REE jsou známy z okolí jezera McKeel v jižní části New Brunswicku v Kanadě. Siedler (2003) popsala ze silurského alkalického magmatického komplexu Welsford až 40 cm mocné pegmatity s A-typovou afinitou s obsahem zirkonu, allanitu, pyrochloru, monazitu, uranhoritu, euxenitu, aeschynitu, fergusonitu a REE karbonátů. Z oblasti jižního cípu Indického poloostrova jsou známy masivy alkalických granitů a syenitů, řazených k anorogenním magmatitům východoafrické platformy. V nich se objevují syenitové pegmatity složené hlavně z K-živce, hypers-tenu, méně biotitu, titanitu a magnetitu. Hojný je v nich zirkon a popsán byl i chevkinit - (Ce) (Semenov, Santosh 1997). Obohaceny jsou dále o U, Th, Zr, Hf, Nb, Ta, LREE a také B a Cl, zatímco ochuzeny o F a H₂O. Zajímavý je výskyt Sr bohatého loparitu $(NaREE)_2Ti_2O_6$ v agpaitických nefelinických syenitových pegmatitech z Pegmatit Peak a Gordon Butte v Montaně, USA. Loparit obsahuje 15 - 19 hm. % SrO a vystupuje v asociaci s alkalickým živcem, egirínem a lamprofylitem, popřípadě eudialytem, barytolamprofylitem a Ba, Fe bohatým titanitem. O Sr jsou obohaceny v těchto pegmatitech také titanit a chevkinit (Mitchell, Chakhmouradian 1999).

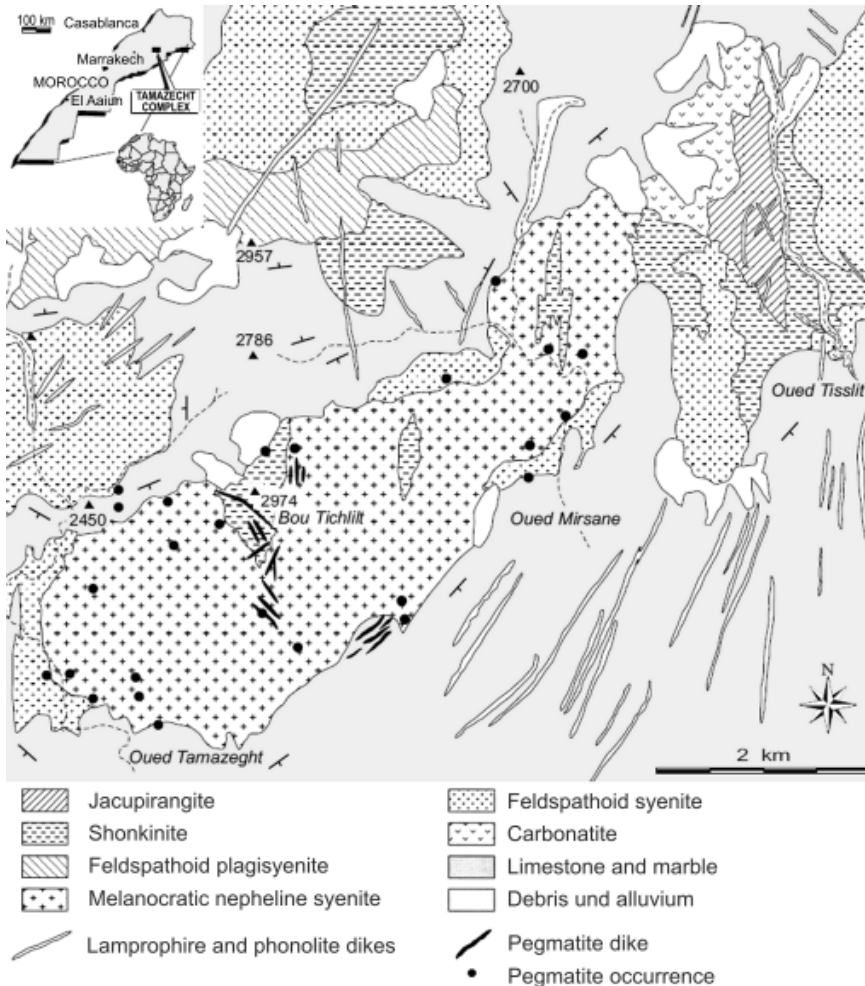
Eocenního stáří je alkalický až peralkalický komplex Tamazeght ve Vysokém Atlasu v Maroku. V peralkalických členech (miaskitech, agpaitech) se objevují syenitové melanokratické i leukokratické pegmatity o složení nefeli-

nického syenitu (obr. 16). Představují podle Salviho et al. (2000) a Markse et al. (2008) nejvíce vyvinuté členy komplexu obohacené o HFS prvky. Například obsah Zr dosahuje až 0.5 hm. % ZrO_2 . Popsáno bylo z těchto přes 50 druhů minerálů včetně Na, Ca, Zr silikátů (eudyalit, Ca-

catapleiiit, lavenit, rinkit, aj.). Z hlavních fází pak zejména K-živec, nefelín, kankrinit, albit, egirín-augit. Pozoruhodná je zde přítomnost pegmatitů s miaskitovou afinitou, které jsou obvykle bohatší na Ca amfiboly. Podobně jako u jiných syenitových pegmatitů ve světě jsou zde poměrně masivní projevy hydrotermální alterace v subsolidu s projevy zeolitizace, karbonatizace, fluoritizace a hydratace primárních fází. Značné je zejména obohacení sekundárních fází o Ca, což Salvi et al. (2000) dávají do souvislosti s prostorovou blízkostí vápenců. Naopak primární obohacení karbonáty bohaté taveniny i o karbonáty z mramorů ukazuje příklad karbonatických nefelinických syenitů a karbonatitů z jihu Viktoriiny Země v Antarktidě, který popsali Worley et al. (1995). Vznik těchto hornin kladou do extenzního prostředí kontinentálního riftingu. Popsali zde síť pegmatoidních, kalcitem bohatých žil protínajících kalcit-nefelinický syenit. Na základě studia stabilních izotopů autoři předpokládají vznik jak syenitů tak pegmatitů ze společného zdroje magmatickou diferenciací za současné částečné asimilace mramorů, které se nacházejí v okolí intruze nebo v ní tvoří xenolity. Samotné pegmatity jsou složeny především z nefelinu, hedenbergitu, kalcitu a hojného magnetitu a petrograficky odpovídají ijolitu nebo v případě vyššího obsahu alkalických živců malignitu až foyaitu.

Karbonatitové pegmatity

Možnost vzniku primárních karbonátů z taveniny byla po dlouhou dobu geology intenzivně diskutována a existovalo množství názorů na vznik karbonátů bohatých hornin, jejichž geologická pozice více či méně ukazovala na magmatický původ. Často totiž byly právě nalézány v těsné asociaci s jinými alkalickými až peralkalickými horninami jako součást alkalických masivů v prostředích kontinentálních riftů, popřípadě bývají magmatogenní karbonáty přítomny i v ostatních silikátových horninách v rámci takových intruzí. Navíc byly dokonce v nedávné době pozorovány recentní projevy magmatické činnosti, při níž docházelo k extruzi karbonátů bohatého magmatu v oblasti středoafriického riftu, čímž byl magmatogenní původ karbonatitů potvrzen. Od 60. let 20. století, kdy byly preferovány hypotézy vzniku karbonatitů anatexí karbo-



Obr. 16 Nahoře - geologická mapa komplexu alkalických hornin Tamazeght s vyznačením největších pegmatitových žil a výskytů. Dole - zonální pegmatitová žíla nefelinického syenitu v kontaktně přeměněném vápenci. Oblast Bou Tichlil, Maroko (Salvi et al. 2000).

nátového (metasedimentárního) protolitu. Příkladem je například vznik karbonatitových pegmatitů na kontaktu syenitu a mramoru na lokalitě Karacayir v Turecku, kde Schuiling (1961) popsal regionálně metamorfované mramory, postižené mladší kontaktní metamorfózou za vzniku hrubozrnných „žil“ pronikajících do syenitu a obsahujících karbonáty, flogopit, diopsid a apatit. Karbonatity jsou ve světě poměrně intenzivně vyhledávány a studovány, neboť často obsahují v ekonomickém množství minerály s obsahem vzácných zemin, Zr, Nb, P aj. prvků, jejichž koncentrace bývá v jiných horninách velmi nízká. Karbonatity jsou definovány jako horniny obsahující alespoň 50 obj. % primárních (magmatogenních) karbonátů a méně než 20 hm. % SiO_2 (Le Maitre 2002). Podle převažujícího karbonátu se označují jako kalcitické, dolomitické apod. Pro geneticky příbuzné horniny s méně než 50 obj. % karbonátů se doporučuje adjektivum kalcitický, dolomitický (např. flogopitit, melilitit) apod. namísto označení (flogopitický, melilitický) silikokarbonatit.

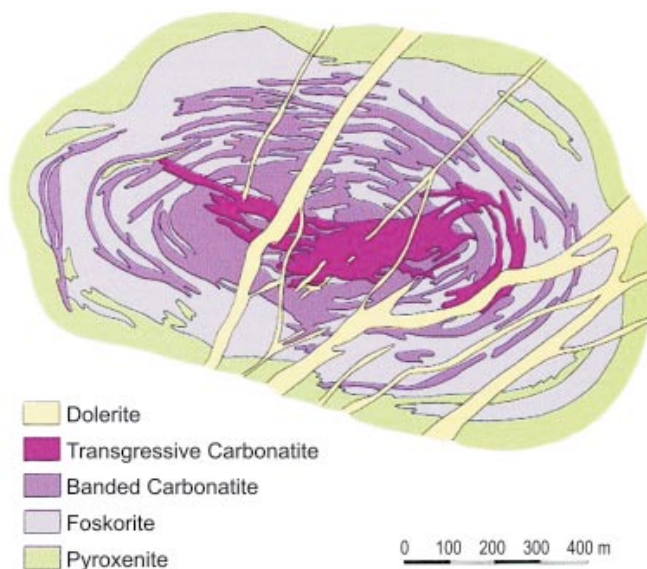
Karbonatity s. l. bývají geneticky členěny do 2 hlavních skupin, na primární karbonatity a karbotermální residua (Mitchell 2005). Primární karbonatity mohou být podle něj dále rozděleny na magmatogenní karbonatity v asociaci s melilitity, nefelinity, aillikity a kimberlity a s tím související hloubku vzniku a stupeň parciálního tavení, frakční krystalizace a/nebo odmišení nemísitelných magmat. Druhou skupinu, karbonáty bohaté horniny vzniklé anatezí krustálních hornin doporučuje Mitchell (2005) jako karbonatity neoznačovat.

Výskyt karbonatitů různého stáří je ve světě poměrně značné množství, Woolley a Kjarsgaard (2008) uvádějí 527 výskytů, které člení na magmatogenní karbonatity (84 % výskytů) a „karbohydrotermální“ karbonatity (16 % výskytů). Z celkového množství není zhruba čtvrtina v přímé asociaci s jinými alkalickými magmaty, což autoři dávají do souvislosti s generováním karbonatitových magmat v plášti. Ostatní výskyt by měly mít původ spíše v diferenciaci alkalických silikátových magmat, popřípadě kombinací obou a nezanedbatelný vliv na výsledný produkt má v některých případech pravděpodobně i kontaminace korovým materiálem. Zhruba na desetinu výskytů lze nalézt i extruzivní ekvivalenty, pro něž je charakteristická přítomnost plášťových xenolitů a xenokrystů.

Bylo by jistě nad rámec tohoto příspěvku zmiňovat větší množství výskytů, proto jsou uváděny jen příklady, ve kterých jsou přítomny horniny, které se svým charakterem blíží pegmatitům. S řadou karbonatitových intruzí bývá spojována přítomnost hornin, jež bývají označovány jako karbonatitové pegmatity, popřípadě jako pegmatitický karbonatit. Často jsou takto popsány pouze hrubozrnné variety karbonatitů bez zjevné zonality, tvořící polohy, žíly nebo nepravidelné šířky. Jako příklad lze uvést například horninu tvořící asi 3 m mocnou a 700 m dlouhou „Narozeninovou žílu“ v 1.4 Ga starém karbonatitovém tělese Sulphide Queen v Mountain Pass (oblast na jihu Údolí smrti, Kalifornie, USA), složenou z hrubozrnného kalcitu, barytu a křemene s bastnäsitem a označovanou jako „sůvit“ (Calzia et al. 2008). Karbonatity jsou zde neobvykle v asociaci s ultradraselnými horninami a jejich vznik spojuje Castor (2008) s odmišením karbonatitové taveniny od krustálního materiálu značně kontaminovaného alkalicko-silikátového magmatu plášťového původu. Podobný charakter (hrubozrnná nezonální stavba) má poloha dolomitického

karbonatitového pegmatitu s až 10 cm velkými krystaly monazitu u farmy Eureka (38 km z. od Usaky, Namibie) (Cairncross 2004). Rovněž nezonální a velmi hrubozrnné (zrna 10 - 30 cm) pegmatoidní partie tvoří karbonatit křídového stáří ve fenitu u Okorusu v Namibii. Tyto žíly, shluky a tmel hrubozrnné brekcie sestávají především z kalcitu (zrna kolem 10 cm), magnetitu (až 13 cm velké krystaly), apatitu (místy radiálně paprscité agregáty), biotitu, egirín-augitu a Fe sulfidů. V asociaci s nimi Hagni a Shivdasan (2000a,b) rozlišili hrubozrnné páskované „siliko-karbonatitové“ pegmatity tvořené kalcitem a egirín-augitem až diopsidem. Vznik pegmatitů klade Shivdasan (2003) do podmínek na rozhraní magmatické a hydrotermální fáze (537 - 409 °C). Pegmatity jsou na lokalitě masivně zatlačovány hydrotermální fluoritem (168 - 44 °C; Shivdasan 2003), který je zde hlavním předmětem těžby. Hrubozrnné partie bohaté na xenolity okolních granitoidů byly nalezeny i v karbonatitech komplexu Bulhoek (stáří 1.35 - 1.4 Ga), jedné z karbonatitových intruzí v kratonu Kaapvaal v j. Africe. Intruze jsou spojeny s fenitizací granitoidních hornin a jsou tvořeny především Mg - karbonáty. Žíly jsou místy texturně zonalní, kdy bývají okraje jemnozrnnější s tabulkovitým vývojem karbonátů a mozaikovitě uspořádanými zrny v jádrech. Hloubka krystalizace se odhaduje na cca 500 m (!) pod povrchem (Harmer 2000). Hrubozrnné facie v prekambriických kalcit - dolomitických karbonatitech s až 10 cm velkými krystaly monazitu, allanitu, živců, barytu aj. jsou známy z komplexu Samalpatti a Pakkanadu při v. okraji j. cípu Indického poloostrova. Vyskytují se v asociaci se syenity, albitity popřípadě dunity a pyroxenity (Schleicher et al. 1998). Jednu z nejstarších ringových struktur s výskytem hrubozrnných pegmatoidních variet karbonatitů lze nalézt v oblasti Phalaborwa v jižní Africe.

Místy velmi hrubozrnný sůvit zde tvoří centrální část přes 2 miliardy let staré intruze (v archaických granitech) sestávající především z pyroxenitu, foskoritu (hlubinná magmatická hornina složená hlavně z magnetitu, apatitu a forsteritu, flogopitu nebo diopsidu), páskovaných karbonatitů a mladších doleritových žil (obr. 17). Pegmatoidní ráz zde vykazují i samotné pyroxenity (zrna až 20 cm), zčásti serpentinizované (Fourie, de Jager 1986). Na



Obr. 17 Zjednodušená geologická mapa ringové struktury ultrabazického alkalického komplexu Phalaborwa, jižní Afrika, sůvit - „transgressive carbonatite“ (www.kruger2canyons.com).

rozdíl od jiných alkalických komplexů jižní Afriky je zde i Cu zrudnění a hojně ostatní minerály (magnetit, uraninit, thoranit, baddeleyit, fosfáty, zlato, platinoidy aj.), které jsou vedlejším produktem těžby mědi. Samotný sövit je tvořen kalcitem a magnetitem, méně potom dolomitem, apatitem a Cu, Fe sulfidy s podružným obsahem mnoha dalších minerálů (například až 1 m dlouhé krystaly diopsidu, desítky cm velké krystaly flogopitu, baddeleyit do 10 cm, chondroit, fluoborit $Mg_3(BO_3)(F,OH)_3$, iowait $Mg_3(BO_3)(F,OH)_3$). Yuahara et al. (2005) na základě studia Rb-Sr a Sm-Nd věků intruze rozlišili 2 typy karbonátů, jeden s vysokým a jeden s nízkým iniciálním poměrem $^{87}Sr/^{86}Sr$, což vysvětlují míšením dvou karbonátových magmat z různých zdrojů.

Struktury velmi podobné spinifexovým stavbám v komatiitech popsali z karbonátových pegmatitů Bowden et al. (2000) například z oblasti Nooitgedacht- a Marinkas-Quellen v jižní Africe nebo z dolomitického karbonátového pegmatitu bohatého REE z Kangankunde v Malawi. Spinifexové struktury zde tvoří několik cm dlouhé krystaly kalcitu nebo dolomitu, jejichž vznik dávají autoři do souvislosti se zpožděnou nukleací ve fluidy bohatém a málo viskózním diferenciatu, který se hromadil ve svrchní partii magmatické kupole za následného vzniku radiálně uspořádaných žil. Obdobné, spinifexové stavby byly popsány Barkerem (1993) v jedné žíle sövitu v alkalickém masivu Goudini při z. okraji Bushveldského komplexu v jižní Africe. Dlouze tabulkovité, několik cm dlouhé krystaly dolomitu a jejich agregáty jsou zde uzavřeny v matrix tvořené agregátem fluoritu, barytu, dolomitu a K-živce zcela odlišný charakter vykazuje karbonátový pegmatit s perovskitem z masivu Kovdor na poloostrově Kola v Rusku. Krasnova (2000) popisuje těleso tvaru obří geody o velikosti 2 x 5 m v ijolitu s relikty melilitické horniny, kdy od okraje směrem do středu rostly až 0.5 m velké krystaly flogopitu v asociaci s perovskitem, hrubozrnným Ti-andraditem a jemnozrnným apatitem, diopsidem a kalcitem. Útvar pegmatitu vznikl podle autorky tak, že karbonátové magma vyplnilo dutinu v ijolitu a poměrně pomalu chladlo a krystalizovalo ve směru od okraje ke středu. Do skupiny karbonátových pegmatitů bez zjevné asociace s jinými alkalickými SiO_2 podsaturovanými horninami obohacenými o REE a fluor patří čočkovité žíly tvořené hrubozrnným kalcitem, dolomitem, fluoritem, parisitem, pyritem a gersdorffitem na ložisku Snowbird v Montaně, USA (Clabaugh, Sewell 1964). Podobné hrubozrnné žíly protínající proterozoické (často fenitizované) metasedimenty v oblasti Ravelli - Lemhi v Idahu a Montaně, USA a tvořené hrubozrnným dolomitem, Sr a Ba bohatým kalcitem, REE fluokarbonáty, bastnäsitem, monazitem, allanitem, Nb- rutilem, fer-smitem a columbitem popsal Heinrich (1966).

Výskyty negranitických pegmatitů v České republice

Vzhledem k relativně nízké četnosti negranitických pegmatitů v celosvětovém měřítku je i lokalit v České republice poskrovnu. Stejně tak i prací, zabývajících se podrobněji petrografií a/nebo mineralogií těchto pegmatitů není dostatek. Většinou narazíme v odborné literatuře pouze na zmínky například o výskytu „bazických“ pegmatitů v ranském bazickém masivu (Bernard et al. 1981), ale bez bližší specifikace.

V rámci výskytů ultrabazických komplexů nejsou z našeho území doposud známy horniny, které bychom mohli označit jako komatiity a s nimi spojené pegmatitové stavby (spinifexová apod.). Mezi pegmatity nelze

začleňovat ani lokálně hrubozrnné až velkozrnné partie tvořené většinou pouze ortopyroxeny z některých více či méně serpentinizovaných těles peridotitů popřípadě hrubozrnné facie pyroxenitů, které byly v minulosti některými autory k pegmatitům přirovnávány v souvislosti s teorií vzniku hrubozrnných staveb pegmatitů rekrystalizací. Jako příklad lze uvést výskyt „diallagitů“ tvořící čočky v serpentinitech a amfibolitech borského serpentinitového tělesa, složené z hrubozrnného klinopyroxenu a méně ortopyroxenu (Staněk 1971) nebo pokrídovou mafickou intruzi s lokálně hrubozrnným pyroxenitem od Dvora Králové (Ulrych et al. 1995).

Jako tonalitové, dioritové až granodioritové pegmatity však můžeme za určitých okolností označovat některé partie v tělesech dioritů či gaber až tonalitů, ve kterých došlo k zhrubnutí zrna, u nichž je patrná zrnitostní a mineralogická zonalita a které bývají označovány jako pegmatoidní. Tato vesměs drobná tělesa většinou s neostrým kontaktem vůči hostitelské hornině nejsou příliš vzácná, obsahují však nejčastěji stejné minerály jako okolní jemnozrnnější hornina a nemají tak větší mineralogický význam. Jako příklady lze uvést hrubozrnné nehomogenní amfibolické alkalické melagabro až meladiorit u Petrovic u Rakovníka s až 10 cm velkými sloupci amfibolu (Ulrych et al. 1976). Podobné velikosti dosahují i sloupce amfibolu vzácně v hrubozrnných faciích dioritů metabazitové zóny v brněnském masivu. Jsou odkryty například v nečinném lomu u Bosonoh. Kromě silně přeměněného plagioklasu obsahují titanit, allanit a zirkon.

Pozoruhodné jsou tzv. glimmerity, mafické žilné horniny popisované z exokontaktu durbachitového tělesa Knížecího stolce v okolí Prachatic. Tvoří několik metrů mocná a desítky metrů dlouhá tělesa prorážející granulity a tvořená prakticky pouze amfibolem a flogopitem, méně pak klinopyroxenem. Celkový objem živců a křemene nepřesahuje 10 obj. %. Horniny jsou nehomogenní a v partiích bohatších živci nabývají pegmatoidního charakteru (Breiter 2007).

Jako tonalitové až dioritové pegmatity můžeme označovat některé výskyt v tělesech skarnů. Ve starší literatuře se pro pegmatity ve skarnech, složené převážně z plagioklasů někdy setkáme s označením „plagioklasity, oligoklasity“. Kromě různou měrou zastoupeného křemene obvykle také zcela postrádají K-živce, nebo jej obsahují v podružném množství. Z tmavých minerálů jsou běžné často amfiboly, méně biotit. Charakteristický bývá bezbarvý až fialový fluorit o jehož primárně magmatickém charakteru se v odborných kruzích vedou diskuse. Nicméně písmenkové srůsty fluoritu s jinými minerály například z Vlastějovic u Zruče nad Sázavou byly studovány Ackermanem (2004), který spolu s dalšími znaky fluoritu (absence zonality, frakcionace REE) usuzuje na vznik na pomezí podmínek magmatických a hydrotermálních. Přítomnost amfibolů ferroedenitového až hastingsitového složení, fluoritu, rudních minerálů a také složení turmalínů a další znaky ukazují na kontaminaci původně granitické taveniny ve stadiu liquidu materiálem okolních skarnů (Ackerman 2004, 2005; Kadlec 2009). Z akcesorických minerálů jsou v nich běžné: allanit, titanit, apatit, zirkon aj. Žíly obdobného charakteru a složení lze nalézt i v jiných skarnových tělesech ČR jako např. Lišná u Nového Města na Moravě, Domanínek, Budeč, Rešice aj. (např. Němec 1963; Kruša 1964). V některých z nich byly nalezeny i rudní minerály (např. Županovice).

Pegmatitové žíly označované jako „plagioklasity“ se vyskytly i v serpentinitech. Například u Drahonína je zná-

ma mohutná žíla složená především z plagioklasu, křemene a akcesorického turmalínu, biotitu a apatitu (Černý 1958). Vysílá do okolí apofýzy, které navíc postrádají i křemen, to je nicméně dáváno do souvislosti s desilikací v subsolidu. Na kontaktu tělesa a okolního serpentinitu je vyvinut mohutný reakční lem a primární minerály pegmatitu jsou rovněž metasomaticky postiženy. Z albit-oligoklasu především je složen pegmatit z lomu u Věžné. Obsahuje množství akcesorických minerálů, mezi jinými i odsud poprvé popsany stibiobetafit (Černý et al. 1979). Také v tomto případě je však negranitické složení pegmatitů produktem kontaminace (Novák 2007).

Zcela ojedinělým i ve světovém měřítku se jeví dnes již vytěžený leukotonalitový pegmatit ze serpentinitů na hoře Žďár u Rudy nad Moravou. Kromě křemene a bazických plagioklasů ($An_{98}-An_{48}$) obsahoval malé množství K-živce amazonitového typu, a v okrajových partiích až 10 cm velké sloupce diopsidu. Na styku se serpentinitem byla vyvinuta monominerální zóna jemnozrnného, velmi čistého grossularu, který rovněž vzácně tvořil v grafické jednotce písmenkové srůsty s křemenem (obr. 1) a ojediněle až 3 cm velké automorfní bezbarvé či nazelenalé krystaly v křemenném jádře. Z akcesorií vynikaly až 1 cm velké krystaly metamiktního zirkonu a nově byly popsány mikroskopické agregáty allanitu-dissakisitu, gittinsitu či titanitu s obsahem Nb až 0.3 apfu. Celkově je pegmatit extrémně bohatý vápníkem a relativně velmi chudý železem, hořčíkem a volatilními prvky (Novák, Gadas 2009).

Alkalické magmatity na našem území poskytly výjimečně horniny, které se svým makroskopickým vzhledem podobají pegmatitům. Jako „pegmatoidní šlíry“ označují Bernard et al. (1981) polohy v olivinických nefelinitech u Střekova a Koutů u Děčína. Obsahují makroskopicky patrný nefelín. Kopecký (1966) popisuje mimo jiné nálezy xenolitů alkalických pegmatitů v třetihorní komínové brekcii vrchu Košťál, které označuje jako „alkortosit“, složených ze sloupečkovitých krystalů anortoklasu, mladšího natrolitu a mikroskopického pyrochloru.

Exotické složení vykazují pegmatoidní vyloučeniny s pozvolným přechodem vůči okolní jemnozrnné hornině ve vulkanickém tělese Podhorního vrchu u Mariánských Lázní. Nejhojnější jsou v horninách „kompaktní“ facie, kde tvoří hnízda, šlíry až nevýrazné žíly tvořené především Ti-bohatým diopsidem/augitem, nefelínem, melilitem případně leucitem, méně potom sanidínem, sodalitem, olivínem, magnetitem a apatitem (Ulrych et al. 1995). Mineralogicky odpovídají ijolitu až turjaitu, geochemicky pak nefelinitu. Pozoruhodné jsou zvýšené (do 1 %) obsahy ZrO_2 v klinopyroxenu. Maximální velikost zrn se pohybuje kolem 2 cm. Velmi podobné horniny byly Ulrychem et al. (1988, 1994) zjištěny u Osečné v severních Čechách v rámci podpovrchové melilitolitové intruze v asociaci s ijolitem a flogopitem. Pegmatoidy zde tvoří systém nepravidelných žil s mocností mezi 10 - 60 cm nebo hnízda do velikosti 40 cm, tvořená především melilitem, nefelínem, haüynem, které jsou podle autorů zatlačovány Ti-bohatým andraditem (s obsahem až 9 % ZrO_2), flogopitem, Ti-bohatým magnetitem a apatitem následované nejmladší karbonatizací a zeolitizací. Uvedené melilitické pegmatoidy považují Ulrych et al. (1988) za nejvíce frakcionovaný člen intruze i vzhledem k obsahu inkompatibilních prvků.

Literatura

- Ackerman L. (2004): Pegmatity ve Vlastějovicích. - MS, diplomové práce, Karlova Univerzita Praha, 86 s.
- Ackerman L. (2005): Magmatic vs. hydrothermal origin of fluorites from Vlastějovice, Bohemian Massif. - *J. Czech Geol. Soc.* **50**, 35-41.
- Adams J. W., Botinelly T., Sharp W. N., Robinson K. (1974): Murataite, a new complex oxide from El Paso County, Colorado. - *Am. Mineral.* **59**, 172-176.
- Al-Riyami K., Robertson A., Dixon J., Xenophontos C. (2002): Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer-Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. - *Lithos* **65**, 225-260.
- Apleyead E. C. (1980): Mass Balance Computation in Metasomatism: Metagabbro/Nephelin Syenite Pegmatite Interaction in Northern Norway. - *Contr. Mineral. Petrol.* **73**, 131-144.
- Arndt N. T., Leshner C. M., Houl M. G., Lewin E., Lacaze Y. (2004): Intrusion and Crystallization of a Spinifex-Textured Komatiite Sill in Dundonald Township, Ontario. - *J. Petrol.* **45**, 2555-2571.
- Barker D. S. (1993): Diagnostic magmatic features in carbonatites: implications for the origins of dolomite- and ankerite-rich carbonatites. - *S. Afr. J. Geol.* **96**, 3, 131-138.
- Beard J. S., Fullagar P. D., Sinha K. (2002): Gabbroic Pegmatite Intrusions, Iberia Abyssal Plain, ODP Leg: Magmatism during a Transition from Non-volcanic Rifting to sea-floor Spreading. - *J. Petrol.* **43**, 5, 885-905.
- Beeskov B., Treloar P. J., Rankin A. H., Vennemann T. W., Spangenberg J. (2006): A reassessment of models for hydrocarbon generation in the Khibiny nepheline syenite complex, Kola Peninsula, Russia. - *Lithos* **91**, 1-18.
- Belakowski D. I. (1991): Die seltenen Mineralien von Dara-i-Pioz im Hochgebirge Tadshikistans. - *Lapis* **16**, 12, 42-48.
- Bernard J. H., Čech F., Dávidová Š., Dudek A., Fediuk F., Hovorka D., Kettner R., Koděra M., Kopecký L., Němec D., Paděra K., Petránek J., Staněk J., Šimová M. (1981): Mineralogie Československa. - Academia. Praha. 648 s.
- Bowden P., Wall F., Schürmann L. (2000): „Spinifex-textured“ pegmatitic crystallization in carbonatites. - *J. African Earth Sci.* **32**, 1, A11.
- Breiter K. (2007): Glimerit - neobvyklá surovina šumavských kameníků. - In: Sborník abstrakt a exkurzní průvodce k 3. sjezdu České geologické společnosti, Volary 19. - 22. září 2007, 12. Praha.
- Cairncross B. (2004): Field guide to rocks and minerals of Southern Africa. - Struik Publishers. Cape Town.
- Cairncross B., Messner K., Farquharson E. (1999): Die Pegmatite des Mount Malosa bei Zomba, Malawi. - *Lapis* **24**, 22-32.
- Calzia J. P., Ludington S., Miller C. F., Rämö O. T. (2008): Miocene magmatism and coeval crustal extension in the Colorado River and Death Valley extensional terranes (IGCP-510). In: Reynolds R. G. (ed.): Roaming the Rocky Mountains and Environs. - *Field guide of the Geological Society of America* **10**, 111-138.
- Castor S. B. (2008): The Mountain Pass rare-earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks, California. - *Can. Mineral.* **46**, 4, 779-806.

- Clabaugh S. E., Sewell C. R. (1964): Snowbird deposit, Montana: a carbonatite „pegmatite”? - *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* **76**, 268-269.
- Çoğulu H. E. (1974): New data on the petrology of Kızıldağ massif (Hatay, Turkey). - In: Congress of Earth Sciences on the Occasion of the 50th Anniversary of Turkish Republic, 1973.
- Cuevas J., Esteban J. J., Tubía J. M. (2006): Tectonic implications of the granite dyke swarm in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). - *J. Geol. Soc.* **163**, 631-640.
- Currie K. L. (1989): Geology and composition of the Mont Saint-Hilaire Pluton. Southern Quebec. - Geological Survey of Canada, open file #2031, 35 pp, 1 mapa.
- Currie K. L., Eby G. N., Gittins J. (1986): The petrology of the Mont Saint-Hilaire complex, southern Quebec: An alkaline gabbro-peralkaline syenite association. - *Lithos* **19**, 65-81.
- Černý P. (1958): Desilikované pegmatity od Drahonína. - *Práce Brněnské zákl. ČSAV*, 370, 161-202.
- Černý P., Ercit, T. S. (2005): The classification of granitic pegmatites revisited. - *Can. Mineral.* **43**, 2005-2026.
- Černý P., Hawthorne F. C., Laflamme J. H. G., Hinthorne J. R. (1979): Stibiobetafite, a new member of the pyrochlore group from Věžná, Czechoslovakia. - *Can. Mineral.* **17**, 583-588.
- de Wit M. J., Ashwal L. D. (1997): Greenstone Belts. - 840 pp, Clarendon Press.
- Ermolaeva V. N., Pekov I. V., Chukanov N. V., Zadov A. E. (2007): Thorium Mineralization in Hyperalkaline pegmatites and Hydrothermalites of the Lovozero Pluton, Kola Peninsula. - *Geol. Ore Deposits* **49**, 8, 758-775.
- Faure F., Arndt N. T., Libourel G. (2006): Formation of Spinifex Texture in Komatiites: an Experimental Study. - *J. Petrology* **47**, 8, 1591-1610.
- Flagler P., Spray J. G. (1991): Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones. - *Geology* **19**, 1, 70-73.
- Foord E. E., O'Connor J. T., Hughes J. M., Sutley S. J., Falster A. U., Soregaroli A. E., Lichte F. E., Kile D. E. (1999): Simmonsite, $\text{Na}_2\text{LiAlF}_6$, a new mineral from the Zapot amazonite-topaz-zinnwaldite pegmatite, Hawthorne, Nevada, U.S.A. - *Am. Mineral.* **84**, 769-772.
- Fourie P. J., de Jager D. H. (1986): Phosphate in the Phalabowra Complex. - In: Anhaeusser C R, Maske S, (eds), Mineral Deposits of Southern Africa Geol. Soc. of South Africa, Johannesburg, 2239-2253.
- Franz G., Smelik E. A. (1995): Zoisite-clinozoisite bearing pegmatites and their importance for decompressional melting in eclogites. - *Eur. J. Mineral.* **7**, 1421-1436.
- García-Casco A., Lázaro C., Rojas-Agramonte Y., Kroner A., Torres-Roldán R., L., Núñez K., Neubauer F., Millán G., Blanco-Quintero I. (2008): Partial Melting and Counterclockwise P-T Path of Subducted Oceanic Crust (Sierra del Convento Mélange, Cuba). - *J. Petrology* **49**, 1, 129-161.
- Gibbons W., Thompson L. (1991): Ophiolitic mylonites in the Lizard complex: Ductile extension in the lower oceanic crust. - *Geology* **19**, 1009-1012.
- Grew E. S., Belakovskiy D. I., Fleet M. E., Yates M. G., Mc Gee J. J., Marquez N. (1993): Reedmergerite and associated minerals from peralkaline pegmatite, Dara-i-Pioz, southern Tien Shan, Tajikistan. - *Eur. J. Mineral.* **5**, 5, 971-984.
- Guastoni A., Nestola F., Giaretta A. (2009): Mineral chemistry and alteration of rare earth element (REE) carbonates from alkaline pegmatites of Mount Malosa, Malawi. - *Am. Mineral.* **94**, 1216-1222.
- Hagni R. D., Shivdasan P. A. (2000a): Characterizing megascopic textures in fluorospar ores at Okorusu mine. - *JOM* **52**, 4, 17-20.
- Hagni R. D., Shivdasan P. A. (2000b): Recognition of pegmatitic carbonatite intrusions in sodic fenite and their importance in the localisation of the fluorite ores at Okorusu, Namibia. - *J. African Earth Sci.* **32**, 1, A17.
- Harmer R. E. (2000): Evidence for magmatic crystallization of ferroan dolomite at shallow depths in the Bulhoek carbonatite Complex, South Africa. - *J. African Earth Sci.* **32**, 1, A18.
- Heinrich E. W. (1966): The Geology of Carbonatites. - Rand McNally & Co., Chicago.
- Heldal T., Kjølle I., Meyer G. B., Dahlgren S. (2008) National treasure of global significance. Dimension-stone deposits in larvikite, Oslo igneous province, Norway. - In: Slagstad T. (ed.) Geology for Society, Geological Survey of Norway Special Publication **11**, 5-18.
- Hoshide T., Obata M., Akatsuka T. (2006a): Crystal settling and crystal growth of olivine in magmatic differentiation - the Murotomisaki Gabroic Complex, Shikoku, Japan. - *J. Mineral. Petrol. Sci.* **101**, 223-239.
- Hoshide T., Obata M., Akatsuka T. (2006b): Magmatic differentiation by means of segregation and diapiric ascent of anorthositic crystal mush - the Murotomisaki Gabroic Complex, Shikoku, Japan. - *J. Mineral. Petrol. Sci.* **101**, 334-339.
- Chomjakov A. P. (1995): Mineralogy of hyperagpaitic alkaline rock. - Clarendon Press. Oxford.
- Chomjakov A. P., Dusmatov V. D., Ferraris G., Gula A., Ivaldi G., Nechelyust G. N. (2003): Zirsilit-(Ce), $(\text{Na}, \square)_{12}(\text{Ce}, \text{Na})_3\text{Ca}_6\text{Mn}_3\text{Zr}_3\text{Nb}(\text{Si}_{25}\text{O}_{73})(\text{OH})_3(\text{CO}_3)_2\text{H}_2\text{O}$, and carbokentbrooksit $(\text{Na}, \square)_{12}(\text{Na}, \text{Ce})_3\text{Ca}_6\text{Mn}_3\text{Zr}_3\text{Nb}(\text{Si}_{25}\text{O}_{73})(\text{OH})_3(\text{CO}_3)_2\text{H}_2\text{O}$: Two new eudialyte group minerals from Dara-I-Pioz alkaline massif, Tajikistan. - *Zap. Vseross. mineral. Obšč.* **132**, 5, 40-51.
- Kadlec T. (2009): Chemismus turmalínu v granitických pegmatitech pronikající Fe-skarn a ruly ve Vlastějovicích; vliv okolní horniny pegmatitu na složení turmalínu (kontaminace). - MS, rigorózní práce, 95 s., PŘF MU Brno.
- Kearns L. E. (1993): Alumino-fluorides from the Morefield pegmatite: Amelia County, Virginia. - *Mineral. Rec.* **26**, 551-556.
- Kearns L. E. (1995): Minerals of the Morefield Pegmatite, Amelia County, Virginia. - *Rocks and Minerals* **68**, 232-242.
- Koepke J., Berndt J., Feig S. T., Holtz F. (2007): The formation of SiO_2 -rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabros. - *Contrib. Mineral. Petrol.* **153**, 67-84.
- Koepke J., Feig S. T., Snow J., Freise M. (2004): Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of grabros: an experimental study. - *Contrib. Mineral. Petrol.* **146**, 414-432.
- Koepke J., Feig S. T., Snow J. (2005): Hydrous partial melting within the lower oceanic crust. - *Terra Nova* **17**, 3, 286-291.
- Kogarko L. N., Kononova V. A., Orlova M. P., Woolley A. R. (1995): Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR. - Chapman and Hall, London.

- Kopecký L. (1966): Nález fenitů a hlubinných alkalických hornin v Českém středohoří. - *Věst. Ústř. Úst. geol.* **41**, 121-125.
- Kramm U., Sindern S. (2004): Timing of Kola ultrabasic alkaline, alkaline and phoscorite carbonatite magmatism. - In: Wall F., Zaitsev A. N. (eds) Phosphorites and carbonatites from Mantle to Mine, Mineralogical Society, 10, 3, 75-97.
- Krasnova N. I. (2000): Calcite carbonatite-pegmatite with perovskite from the Kovdor Massif, Kola Peninsula, Russia. - *J. African Earth Sci.* **32**, 1, A24.
- Krasnova N. I. (2001): The Kovdor phlogopite deposit, Kola Peninsula, Russia. - *Can. Mineral.* **39**, 33-44.
- Kruťa T. (1964): Nový výskyt skarnu v Domanínku u Bystřice nad Pernštejnem. - *Čas. Mineral. Geol.* **9**, 475-476.
- Kynický J., Xu Ch., Mašek J., Jaroš O., Káňová H. (2009): Arfvedsonitové pegmatity masivu Khan Bogd v Mongolsku: Zr mineralizace. - *Zpr. geol. Výzk. v R. 2008*, 222-224, Česká geologická služba, Praha.
- Larsen A. O. (1988) Helvite group minerals from the syenite pegmatites in the Oslo region. - In: Norway Contribution to the mineralogy of Norway, 68. Norsk Geologisk Tidsskrift, 68, 119-124.
- Larsen A. O., Asheim A., Berge S. (1987): Bromellite from syenite pegmatite, southern Oslo Region, Norway. - *Can. Mineral.* **25**, 425-428.
- Larsen A. O., Asheim A., Raade G., Taftø J. (1992): Tvedalite, $(Ca,Mn)_4Be_3Si_6O_{17}(OH)_4 \cdot 3H_2O$, a new mineral from syenite pegmatite in the Oslo Region, Norway. - *Am. Mineral.* **77**, 438-443.
- Le Maitre R. W. (2002): Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms. - Cambridge University Press, Cambridge.
- Liebscher A., Franz G., Frei D., Dulski P. (2007): High-pressure melting of eclogite and P-T-X history of tonalitic to trondhjemitic zoisite-pegmatites, Münchberg Massif, Germany. - *J. Petrology* **48**, 5, 1001-1019.
- Lippard S. J., Shelton A. W., Gass I. G. (1986): The ophiolite of northern Oman. - In: Geological Society of London Memoir, 11. Blackwell, Oxford.
- London D. (2008): Pegmatites. - *Can. Mineral., Special Publication* **10**, 347 pp.
- Lovering J. K., Durell C. (1959): Zoned gabro pegmatites of Eureka Peak, Plumas County, California. - *J. Geol.* **67**, 3, 253-268, The University of Chicago Press.
- Luchitskaya M., Tsukanov N., Skolotnev S., Kramer W., Seifert W. (2005): Plagiogranite Magmatism of Supra-subduction Zone Origin on the Example of heterogeneous Ophiolites of Kamchatsky Mys Peninsula, Eastern Kamchatka. - *Geophys. Res. Abstracts*, 7.
- Marks M. A. W., Schilling J., Coulson I. M., Wenzel T., Markl G. (2008): The Alkaline-Peralkaline Tamazeght Complex, High Atlas Mountains, Morocco: Mineral Chemistry and Petrological Constraints for Heterogeneous Mantle Source. - *J. Petrology* **49**, 6, 1097-1131.
- Mazzi F., Larsen A. O., Gottardi G., Galli E. (1986): Gonnardite has the tetrahedral framework of natrolite: experimental proof with a sample from Norway. - *Neu. Jb. Mineral.*, 219-228.
- Mitchell R. H., Chakhmouradian A. R. (1999): Sr-bearing perovskite and loparite from lamproite and agpaite nephelin syenite pegmatites. - *Can. Mineral.* **37**, 99-112.
- Mitchell R. H. (2005): Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. - *Can. Mineral.* **43**, 2049-2068.
- Momme P., Wilson J. R. (2002): The Kraemer Island macrodyke, East Greenland: solidification of a flood basalt conduit. - *Geol. Mag.* **139**, 2, 171-190.
- Myers J. H. (1978): Pipes of mafic pegmatite in the stratiform Fiskenaeset anorthosite complex, southwest Greenland. - *Lithos* **11**, 4, 277-282.
- Monchoux P., Fontan F., De Parseval P. (2006): Igneous albitite dikes in orogenic Iherzolites, Western Pyrenées, France: A possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes. I. Mineralogical associations. - *Can. Mineral.* **44**, 817-842.
- Müller-Lorch D., Marks A. W., Markl G. (2007): Na and K distribution in agpaite pegmatites. - *Lithos* **95**, 315-330.
- Němec D. (1963): Eruptivgesteine in westmährischen Skarnen und ihre genetische Stellung. - *Neu. Jb. Mineral.* **100**, 203-224.
- Neumann E. R. (1980): Petrogenesis of the Oslo Region Larvikites and Associated Rocks. - *J. Petrology* **21**, 3, 499-531.
- Nicollet C., Leyreloup A., Dupuy C. (1979): Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif Central, France. - In: Barker F. (ed.) Trondhjemites, Dacites and Related Rocks Amsterdam, 435-463, Elsevier.
- Novák M. (2007): Contamination in granitoid pegmatites; Examples from the Moldanubicum, Czech Republic. - In: Granitoid Pegmatites: The State of the Art - International Symposium. Porto, Portugal.
- Novák M., Gadas P. (2009): Zoned, anorthite- and grossularite-bearing leucotonalitic pegmatite from serpentinized Iherzolite at Ruda nad Moravou, Staré Město Unit, Czech Republic. - *Estudos Geológicos* **19**, 261-265.
- Oliver G. J. H. (1977): Feldspathic Hornblende and Garnet Granulites and Associated Anorthosite Pegmatites From Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand. - *Contrib. Mineral. Petrol.* **65**, 111-121.
- Palache C., Berman H., Frondel C. (1951): Dana's system of mineralogy (7th edition). - V. II, 99-100.
- Pauly H., Bailey J. C. (1999): Genesis and evolution of the Ivigtut cryolite deposit, SW Greenland. - *Geoscience* **37**, 60 pp.
- Pautov L. A., Agakhanov A. A., Uvarova Yu. A., Sokolova E., Hawthorne F. C. (2004): Zervashanite, $Cs_4Na_2Zr_3Si_{18}O_{45}(H_2O)_2$, new cesium mineral from Dara-i-Pioz massif (Tajikistan). - *New Data on Minerals* **39**, 21-25.
- Pekov I. V. (2000): Lovozero Massif. - History, Pegmatites, 484 pp., Minerals Ocean Pictures Ltd., Moskva.
- Pekov I. V. (2005): The Palitra pegmatite: a newly discovered hyperalkaline pegmatite in the Lovozero massif, Kola Peninsula, Russia. - *Mineral. Rec.* **36**, 397-416.
- Pekov I. V., Agakhanov A. A., Boldyreva M. M., Grishin V. G. (2005): Pautovite, $CsFe_2S_3$, a new mineral species from the Lovozero alkaline complex, Kola Peninsula, Russia. - *Can. Mineral.* **43**, 965-972.
- Péntek A., Molnár F., Watkinson D. H. (2006): Mineralogy and formation conditions of gabro pegmatite and overprinting hydrothermal paragenesis in the Szarvasko complex, Bükk Mts., NE-Hungary. - *Acta mineral. petrol., Abstract Series* **5**, Szeged.
- Petersen O. V., Grossmann M. (1994): Some pegmatite minerals from the Zomba district, Malawi. - *Mineral. Rec.* **25**, 29-38.

- Rameshwar Rao D., Hakim R., Senthil K. J. (2004): Origin of oceanic plagiogranite in the Nidar ophiolitic sequence of eastern Ladakh, India. - *Current Science* **87**, 7, 999-1005.
- Reid D. L., Basson I. J. (2002): Iron-rich ultramafic pegmatite replacement bodies within the Upper Critical Zone, Rustenburg Layered Suite, Northam Platinum Mine, South Africa. - *Mineral. Mag.* **66**, 6, 895-914.
- Salvi S., Fontan F., Monchoux P., Williams-Jones A. E., Moine B. (2000): Hydrothermal Mobilization of High Field Strength Elements in Alkaline Igneous system: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). - *Econ. Geol.* **95**, 559-576.
- Scoon R. N., Eales H. V. (2002): Unusual Fe-Ti-Cr rich spinels from discordant bodies of iron-rich ultramafic pegmatite at the Amandelbult Platinum mine, northwestern Bushveld Complex. - *Mineral. Mag.* **66**, 6, 857-879.
- Scoon R. N., Mitchell A. A. (1994): Discordant Iron-Rich Ultramafic Pegmatites in the Bushveld Complex and their Relationship to Iron-Rich Intercumulus and Residual Liquids. - *J. Petrology* **35**, 4, 881-917.
- Segalstad T. V., Larsen A. O. (1978): Chevkinite and perrierite from the Oslo region, Norway. - *Am. Mineral.* **63**, 499-505.
- Selbekk R. S., Skjerlie K. P. (2002): Petrogenesis of the Anorthosite Dyke Swarm of Tromsø, North Norway: Experimental Evidence for Hydrous Anatexis of an Alkaline Mafic Complex. - *J. Petrology* **45**, 6, 943-962.
- Selbekk R. S., Skjerlie K. P., Pedersen R. B. (2000): Generation of anorthositic magma by H₂O-fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides. - *Geol. Magazine* **137**, 6, 609-621.
- Semenov E., Santosh M. (1997): Rare Metal Mineralization in Alkaline Pegmatites of Southern Indian Granulite Terrain. - *Gondwana Research* **1**, 1, 152-153.
- Schleicher H., Kramm U., Pernicka E., Schidlowski M., Schmidt F., Subramanian V., Todt W., Viladkar S. G. (1998): Enriched Subcontinental Upper Mantle beneath Southern India: Evidence from Pb, Nd, Sr, and C-O Isotopic Studies on Tamil Nadu Carbonatites. - *J. Petrol.* **39**, 1765-1785.
- Schilling R. D. (1961): Formation of pegmatitic carbonatite in a syenite-marble contact. - *Nature* **192**, 1280.
- Shivdasan P. A. (2003): Petrology, geochemistry, and mineralogy of pyroxene and pegmatitic carbonatite and the associated fluorite deposit at Okorusu alkaline igneous carbonatite complex, Namibia. - MS, PhD thesis, University of Missouri-Rolla, Geology and Geophysics, 213 pp.
- Shore M., Fowler D. A. (1999): The origin of spinifex texture in komatiites. - *Nature* **397**, 691-694.
- Siedler J. K. (2003): Zircon-rich Ta-Nb-REE mineralization in the radioactive McKeel lake pegmatite-aplite system, Welsford Igneous Complex, Southwestern New Brunswick. - In: Northeastern Section - 38th Annual Meeting.
- Sokolova E. V., Hawthorne F. C. (2000): The crystal chemistry of Li-bearing minerals with the millerite-type structure: the crystal structure of end-member sodgiantite. - *Can. Mineral.* **38**, 853-859.
- Solesbury F. W. (1967): Gem corundum pegmatites in NE Tanganyika. - *Econ. Geol.* **62**, 983-991.
- Soman A., Geisler T., Tomaschek F., Grange M., Berndt J. (2010): Alteration of crystalline zircon solid solutions: a case study on zircon from an alkaline pegmatite from Zomba-Malosa, Malawi. - *Contrib. Mineral. Petrol.* DOI: 10.1007/s00410-010-0514-2.
- Staněk J. (1971): Diagenity u Horních Borů. - In: Mísař Z. (1971): Ultrabazity a ultramafity. Soubor prací výzkumného úkolu III-2-3 za léta 1966 - 1970, 121-123, Geoindustria.
- Tice P. E., Weber K. L., Falster A. U., Simmons W. B. (2001): Fundamental petrology of the East Hill Suite, Mont Saint-Hilaire, Québec, Canada. - In: GSA Annual Meeting, Nov. 5-8, 2001.
- Ulrych J., Cimbálníková A., Fiala J., Kašpar P., Lang M., Minařík L., Palivcová M., Pivec E. (1976): Petrology of the Petrovice melagabro. - *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd* **86**, 9, 57 s.
- Ulrych J., Pivec E., Bouše P. (1995): Minerální paragenese ijolitových vyloučenin v olivínickém nefelinitu Podhorního vrchu u Mariánských Lázní. - *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* **3**, 51-56.
- Ulrych J., Povondra P., Rutšek J., Pivec E. (1988): Melilitic and melilite-bearing subvolcanic rocks from the Ploučnice river region, Czechoslovakia. - *Acta Univ. Carol. , Geol.* **2**, 195-231.
- Ulrych J., Povondra P., Pivec E., Rutšek J., Sitek J. (1994): Compositional evolution of metasomatic garnet in melilitic rocks of the Osečná complex, Bohemia. - *Can. Mineral.* **32**, 637-647.
- Upton B. G. J., Emeleus C. H., Heaman L. M., Goode-nough K. M., Finch A. A. (2003): Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting. - *Lithos* **68**, 43-65.
- Vaglio D., Chiaradia M., Garamjav D. (2007): Mineralogy, Geochemistry and Geochronology of the pegmatites and associated alkaline granite rocks of the Khan Bogd complex, South Mongolia. - In: Granitic pegmatites: the state of the Art-International Symposium, 6th-12th May 2007, Porto, Portugal.
- Vlasov K. A., Kuzmenko M. V., Eskova E. M. (1966): The Lovozero Alkali Massif. - Oliver and Boyd. Edinburgh.
- Woolley A. R., Kjarsgaard B. A. (2008): Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: Evidence from a global database. - *Can. Mineral.* **46**, 4, 741-752.
- Worley B. A., Cooper A. F., Hall C. E. (1995): Petrogenesis of carbonate-bearing nepheline syenites and carbonatites from Southern Victoria Land, Antarctica: origin of carbon and the effects of calcite-graphite equilibrium. - *Lithos* **35**, 183-199.
- Yuhara M., Hirihara Y., Nishi N., Kagami H. (2005): Rb-Sr, Sm-Nd ages of the Phalaborwa Carbonatite Complex, South Africa. - *Polar Geosci.* **18**, 101-113.
- Zulfiqar A. (1993): Leucocratic rocks from the Bela ophiolite, Khuzdar District, Pakistan. - In: Treloar P. J., Searle M. P. (1993): Himalayan Tectonics. - *Special Publications* **74**, 89-100. Geological Society, London.