

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Michaela Žatecká

Využití metod environmentálního magnetizmu při studiu
kvartérních sedimentů

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí: doc. RNDr. Jaroslav Kadlec, Dr.

Praha 2017

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci vypracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu.

V Praze dne 23. 08. 2017

Chtěla bych poděkovat vedoucímu bakalářské práce doc. RNDr. Jaroslavu Kadlecovi, Dr., za obrovskou ochotu, trpělivost a vstřícný přístup. Poděkování patří také RNDr. Eduardu Petrovskému, CSc. za připomínky a doplňky textu, týkající se především fyzikální podstaty problematiky.

ABSTRAKT:

Bakalářská práce představuje principy základních metod environmentálního magnetizmu a jejich využití pro rekonstrukci záznamu paleoprostředí z kvartérních sedimentárních archívů. Po úvodním nástinu historie environmentálního magnetizmu jako oboru je stručně popsána podstata magnetizmu minerálů a hornin. V další části je práce zaměřena na vysvětlení principů základních metod environmentálního magnetizmu a jejich využití pro studium magnetické historie sedimentárních hornin. Jedná se o různé varianty magnetické susceptibility, anizotropii magnetické susceptibility, remanentní magnetizaci a hysterezní vlastnosti sedimentů. Aplikace magnetických metod umožňuje interpretovat sedimentární i post-sedimentární procesy (např. směr proudění větru nebo vody transportující klastické sedimenty) nebo intenzitu geochemického zvětrávání (spojeného s pedogenezí), které přímo souvisí s klimatickými podmínkami a jejich změnami. V závěrečné části práce jsou uvedeny konkrétní příklady využití metod environmentálního magnetizmu při studiu záznamu paleoprostředí z mořských, jezerních a eolických sedimentárních archívů.

Klíčová slova: environmentální magnetismus, rekonstrukce paleoprostředí, sedimentární archívy, kvartér

ABSTRACT:

The Bachelor Thesis presents basic principles of the environmental magnetic methods and their applications in paleoenvironmental reconstructions from Quaternary sedimentary archives. Description of mineral and rock magnetic principles follows after an introductory sketch of historical development of the environmental magnetic topic. Next part of the thesis is focused on explanation of basic principles of the environmental magnetic methods and application magnetic history of the sedimentary rocks: namely different kinds of magnetic susceptibility, anisotropy of magnetic susceptibility, remanent magnetization and hysteretic parameters of the sediments. Application of the environmental magnetic methods enables interpretation of depositional and/or post-depositional history (e.g., directions of wind or water currents transporting clastic sediments) or intensity of geochemical weathering (connected with pedogenesis) which is directly controlled by climatic conditions and their changes. Examples of application of the environmental magnetic methods in paleoenvironmental research of the deep ocean, lacustrine and eolian natural archives are described in the final part of the thesis.

Key words: environmental magnetism, paleoenvironmental reconstruction, sedimentary archives, Quaternary

Obsah:

1. ÚVOD.....	8
1.1 Zaměření metod environmentálního magnetizmu	8
1.2 Stručná historie environmentálního magnetizmu.....	8
2. MAGNETICKÉ VLASTNOSTI MINERÁLŮ	9
2.1 Diamagnetické látky.....	10
2.2 Paramagnetické látky	11
2.3 Feromagnetické látky	12
3. MAGNETICKÉ DOMÉNY	14
3.1 Více-doménové chování.....	15
3.2 Jedno-doménové chování.....	17
4. METODY ENVIRONMENTÁLNÍHO MAGNETIZMU	18
4.1 Magnetická susceptibilita	18
4.1.1 Objemová a hustotní magnetická susceptibilita	18
4.1.2 Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita.....	20
4.1.3 Teplotně závislá magnetická susceptibilita	21
4.2 Anizotropie magnetické susceptibility	23
4.3 Remanentní magnetizace	25
4.3.1 Přirozená remanentní magnetizace.....	25
4.3.2 Anhysterezní remanentní magnetizace.....	26
4.3.3 Izotermální remanentní magnetizace, saturovaná remanentní magnetizace ..	26
4.4 Magnetická hystereze.....	27
5. PŘÍKLADY VYUŽITÍ ENVIRONMENTÁLNÍHO MAGNETIZMU PRO REKONSTRUKCI PROSTŘEDÍ A SEDIMENTAČNÍCH PROCESŮ	29
5.1 Mořské sedimenty	29
5.2 Sedimenty transportované ledem	30

5.3 Sedimenty transportované větrem.....	30
5.4 Sedimenty transportované řekami.....	31
5.5 Souvrství spraší a fosilních půd	31
5.6 Jezerní sedimenty	34
6. ZÁVĚR.....	35
7. POUŽITÁ LITERATURA.....	37

1. ÚVOD

1.1 Zaměření metod environmentálního magnetizmu

Environmentální magnetismus je interdisciplinární obor, jenž propojuje široké spektrum témat. Metody environmentálního magnetizmu jsou využívány ke studiu vzniku, transportu, ukládání a post-depozičních změn magnetických minerálů. Tyto procesy jsou ovlivňovány mnoha environmentálními ději, na něž minerály obsahující železo citlivě reagují. To se pak odráží především na změnách koncentrace, typu a velikosti magnetických částic v sedimentech (Liu *et al.*, 2012).

Magnetické minerály se vyskytují v malém nebo stopovém množství v kvartérních uloženinách, např. v mořských, jezerních nebo eolických sedimentech a také ve fosilních půdách či antropogenním prachu (Thompson a Oldfield 1986, Evans a Heller 2003).

Použitím metod environmentálního magnetizmu je možné rekonstruovat jak paleoprostředí a jeho změny (např. pedogenezi, směry proudění vody, intenzitu zvětrávání a eroze), tak paleoklimatické podmínky (paleosrážky, směry proudění větru), které panovaly na zemském povrchu v nejmladší geologické minulosti.

Tato bakalářská práce představuje základní principy metod environmentálního magnetizmu, jejich využití a způsob interpretace naměřených dat, získaných studiem sedimentárních archivů. Především se jedná o použití magnetické susceptibility, anizotropie magnetické susceptibility, remanentní magnetizace a hysterezních vlastností sedimentů.

1.2 Stručná historie environmentálního magnetizmu

Počátky používání metod environmentálního magnetizmu se datují do sedmdesátých let. Výzkumy byly nejdříve zaměřeny na mořské a jezerní sedimenty, reprezentující přírodní archívy s kontinuálním záznamem (Evans a Heller 2003, Liu *et al.* 2012). Později byla aplikace metod rozšířena i na eolické sedimenty, především souvrství spraší a fosilních půd, která obsahují nejdelší záznam procesů řízených kvartérním klimatem v kontinentálních podmínkách (Evans a Heller 2003).

Významným mezníkem ve vývoji environmentálního magnetizmu, se stal článek v *Science* autorů Thompsona et al. (1980) ukazující možnosti využití magnetických vlastností a parametrů minerálů v široké škále environmentálních studií.

V roce 1986 vydali Thompson a Oldfield publikaci *Environmental magnetism*, která se stala základem environmentálního magnetizmu jako samostatného oboru. Po deseti letech shrnuli Verosub a Roberts (1995) dosavadní vývoj a poukázali na výhody využití magnetických metod: jsou efektivní, nedestruktivní, citlivé a mohou řešit problémy, jež často není možné řešit jinými přístupy. V další publikaci z roku 1997 od Dunlopa a Özdemir, *Rock Magnetism: Fundamental and Frontiers*, je detailně vysvětlen fyzikální základ magnetických procesů a jevů v minerálech a horninách. Maher a Thompson (1999) poté shrnuli stav poznání environmentálního magnetizmu ve výzkumech různých kvartérních procesů v monografii *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*, kterou editovali.

Evans a Heller (2003) ve své učebnici poukázali na další aspekty environmentálního magnetizmu, jakými je např. biomagnetismus či magnetický monitoring znečištění prostředí. Vývoj v oblasti environmentálního magnetizmu postoupil za posledních 30 letech výrazně kupředu (Liu et al. 2012).

Environmentální magnetismus je dynamicky se rozvíjející vědní obor s využitím v mnoha dalších vědeckých disciplínách. V současnosti je kladen zvýšený důraz hlavně na studium globálních změn, klimatických procesů a také na studium vlivu lidské činnosti na životní prostředí (Liu et al. 2012).

2. MAGNETICKÉ VLASTNOSTI MINERÁLŮ

Magnetismus látek je fyzikální jev, který je ovlivněn pohybem elektricky nabitých částic v atomech a jejich interakcí s vnějším magnetickým polem. V obalu atomu elektrony vykonávají dva pohyby: (i) rotují kolem vlastní osy a získávají tak spinový moment hybnosti (tzv. spin motion), (ii) pohybují se kolem jádra atomu (tzv. orbital motion). Oba pohyby těchto elektricky nabitých částic vytvářejí magnetický moment atomu (Thompson a Oldfield 1986).

Magnetické vlastnosti minerálů tedy závisí především na uspořádání elektronů v atomovém obalu prvků, daném pravidly kvantové mechaniky, a na vzájemné interakci prvků, které vytvářejí minerály (Tauxe *et al.* 2016).

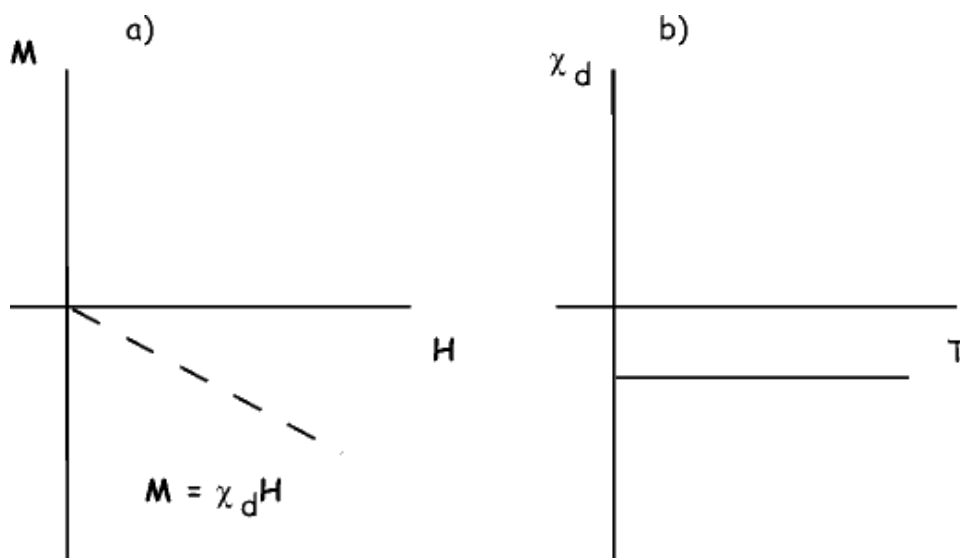
Vložíme-li látku (minerál, horninu) do externího magnetického pole (H), začne pole působit na magnetické momenty atomů a dochází ke vzniku indukované magnetizace (M). Magnetické momenty atomů a molekul se orientují ve směru externího pole. Podle toho, jak látky reagují na působení externího magnetického pole, je dělíme na diamagnetické, paramagnetické a feromagnetické. Do poslední skupiny patří kromě feromagnetických materiálů také látky anti-feromagnetické a ferimagnetické (např. Evans a Heller 2003).

2.1 Diamagnetické látky

Diamagnetické látky mají zaplněné všechny orbitály dvěma spárovanými elektrony a jejich celkové magnetické momenty se proto navzájem vyruší. Aplikací externího magnetického pole je v diamagnetické látce indukována slabá negativní magnetizace s dipólovými momenty orientovanými proti směru externího pole (Tauxe *et al.* 2016). Indukovaná magnetizace mizí, jakmile se látka ocitne mimo externí pole. Všechny přírodní materiály vykazují diamagnetické vlastnosti, u některých jsou však tyto vlastnosti překryty paramagnetickým (stokrát silnějším) či feromagnetickým (až statisíckrát silnějším) chováním (Thompson a Oldfield 1986).

Indukovaná negativní magnetizace diamagnetického materiálu se zvyšuje při narůstajícím poli (H) společně s negativní magnetickou susceptibilitou (viz kap. 4.1). Diamagnetická susceptibilita je naopak nezávislá na narůstající teplotě (obr. 1).

Mezi diamagnetické látky patří organická hmota (např. rašelina, slatina) a voda, z minerálů jsou to např. halit, sádrovec, křemen a kalcit. Z prvků vykazují diamagnetické vlastnosti síra či uhlík (Thompson a Oldfield 1986).



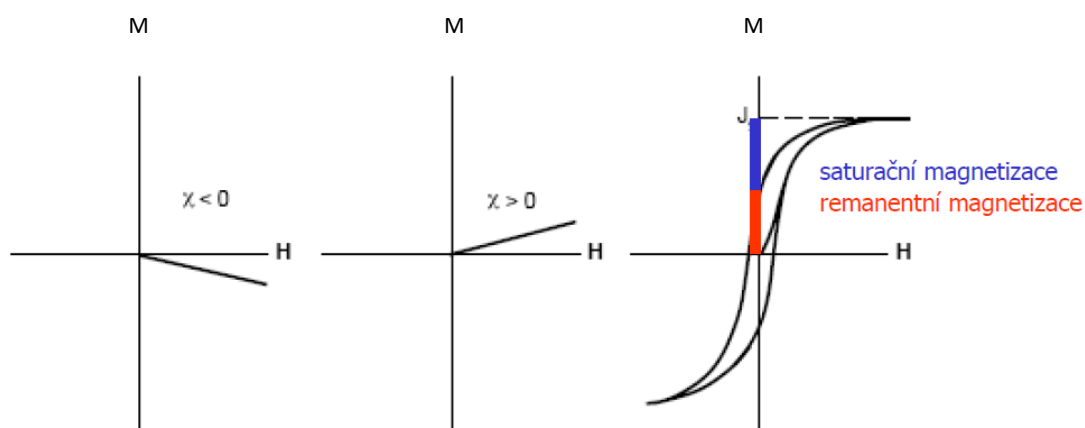
Obr. 1: Reakce diamagnetické látky na aplikované externí magnetické pole

- a) magnetizace M indukovaná polem H je nepřímo úměrná k poli
- b) diamagnetická susceptibilita χ je nezávislá na zvyšující se teplotě (Tauxe *et al.* 2016).

2.2 Paramagnetické látky

V paramagnetických látkách se magnetické momenty atomů navzájem ruší, protože jednotlivé momenty jsou náhodně orientovány. Některé atomy, ionty nebo molekuly obsahují nespárované elektrony a vykazují proto dipólový moment vytvářený spinovým pohybem (Tauxe *et al.* 2016). Jestliže na paramagnetickou látku aplikujeme externí magnetické pole, spinové dipóly mají tendenci se orientovat ve směru pole za vzniku slabé pozitivní magnetizace. S klesající intenzitou externího magnetického pole klesá i magnetizace látky a při nulovém magnetickém poli je magnetizace vzorku opět nulová v důsledku nahodilého uspořádání magnetických momentů (Thompson a Oldfield 1986).

Magnetizace i magnetická susceptibilita paramagnetických látek je inverzně závislá na teplotě. Znamená to, že s rostoucí teplotou magnetizace i magnetická susceptibilita klesají (Evans a Heller 2003). Mezi minerály vykazující paramagnetické chování patří např. olivín, pyroxen, biotit, pyrit, chromit, granát, karbonáty železa a manganu a jílové minerály.



Obr. 2: Indukovaná a remanentní magnetizace dia- (vlevo), para- (uprostřed) a feromagnetických (vpravo) látek (Chadima 2012).

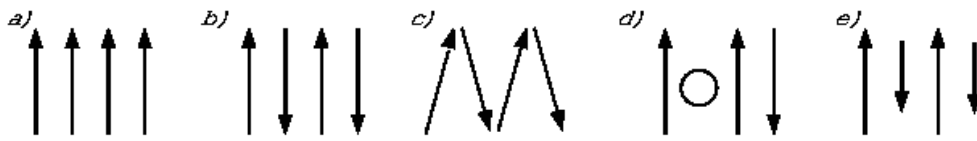
H – aplikované externí magnetické pole, M – magnetizace, χ – magnetická susceptibilita, J – saturovaná magnetizace (viz kap. 4).

2.3 Feromagnetické látky

Mezi atomy některých prvků dochází k interakci sousedních elektronů a jejich spinových magnetických momentů. Výsledkem je souhlasná orientace magnetických momentů - paralelní nebo antiparalelní uspořádání. Vzniká tak spontánní (remanentní) magnetizace přetrvávající i bez přítomnosti externího magnetického pole (Thompson a Oldfield 1986). Tento stav je označován jako feromagnetismus.

Feromagnetické látky lze charakterizovat pomocí tzv. Curieovy teploty. Po jejím dosažení jsou v důsledku teplotní expanze porušeny interakce mezi sousedními atomy a feromagnetická látka se začne chovat jako látka paramagnetická (Tauxe *et al.* 2016). Feromagnetické látky mají vysokou magnetickou susceptibilitu, která je inverzně závislá na narůstající teplotě. Stejně tak s narůstající teplotou klesá jejich magnetizace (Evans a Heller 2003). Z přírodních materiálů mají striktně feromagnetické chování ryzí kovy, železo, nikl a kobalt, které se však vyskytují pouze v meteoritech (Thompson a Oldfield 1986).

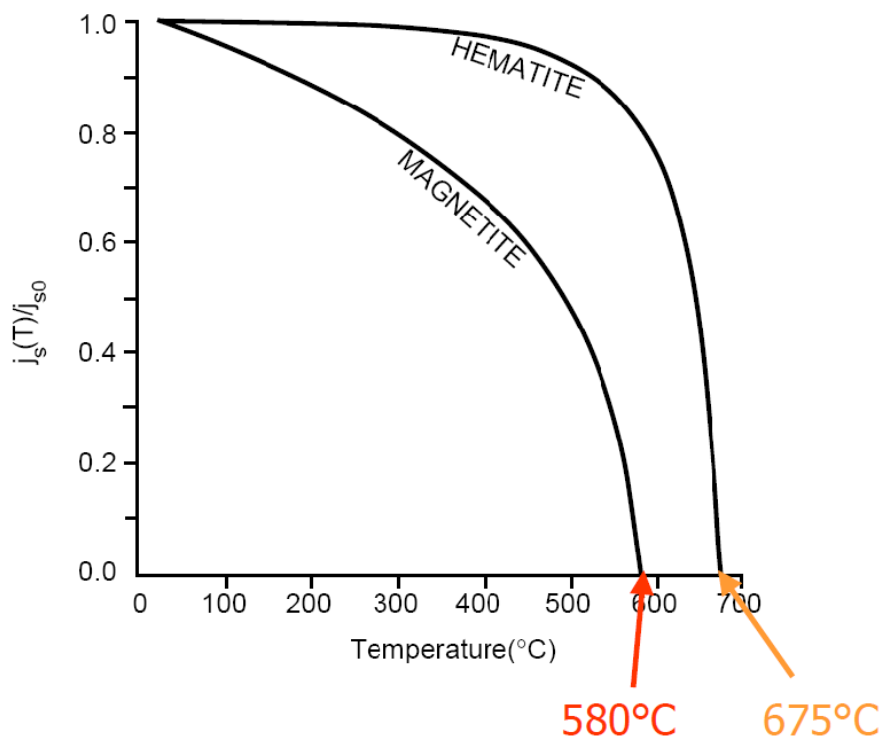
Na základě paralelního (příp. antiparalelního) uspořádání spinových momentů rozlišujeme látky feromagnetické (*s. s.*), antiferomagnetické, antiferomagnetické se šikmo uspořádanými spiny, antiferomagnetické s defekty a ferimagnetické (obr. 3).



Obr. 3: Typy uspořádání spinových momentů ve feromagnetických materiálech: a) feromagnetické (s. s.), b) antiferomagnetické, c) antiferomagnetické se šikmo uspořádanými spiny, d) antiferomagnetické s defekty, e) ferimagnetické (Tauxe *et al.* 2016).

V antiferomagnetických látkách mají všechny magnetické momenty stejnou velikost, ale sousedící vždy směřují opačným směrem (obr. 3). Materiál tedy celkově vykazuje nulovou spontánní magnetizaci. Z přírodních materiálů se jedná např. o ilmenit (Tauxe *et al.* 2016). Za situace, kdy jsou magnetické momenty orientovány mírně nerovnoběžně, vzniká slabá spontánní magnetizace. Příkladem běžného horninotvorného minerálu s takovým magnetickým uspořádáním je hematit. Slabá magnetizace vzniká také díky defektům nebo volným místům v krystalové mřížce. (Thompson a Oldfield 1986). Také u antiferomagnetických minerálů platí, že při dosažení určité teploty se feromagnetické chování mění na paramagnetické. V tomto případě je tato kritická teplotní hranice označována jako Néelova teplota (Evans a Heller 2003).

Ferimagnetické chování je vyvoláno antiparalelním uspořádáním magnetických momentů odlišné velikosti (obr. 3). Výsledkem je značná spontánní magnetizace látky (Tauxe *et al.* 2016). Mezi ferimagnetické minerály patří běžně se vyskytující oxidy železa (magnetit, maghemit) nebo sulfidy železa (pyrhotin, greigit). Kritickou teplotou, charakteristickou pro identifikaci minerálu, je opět Curieova teplota.



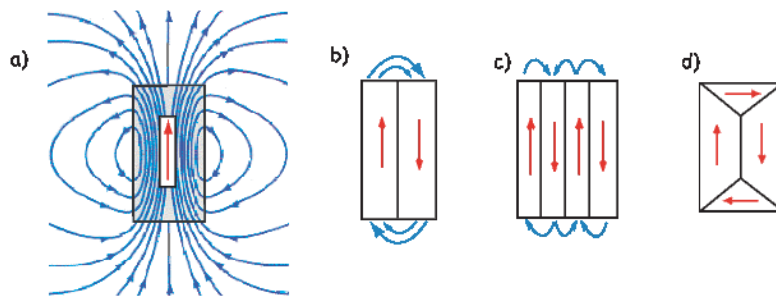
Obr. 4: Příklad poklesu spontánní magnetizace magnetitu a hematitu při zahřívání z pokojové teploty na Curieovu teplotu (Chadima 2012).

3. MAGNETICKÉ DOMÉNY

Sedimentární horniny jsou směsí feromagnetických minerálů, rozptýlených v dia- a paramagnetické matrix (Tauxe *et al.* 2016). Jedním z důležitých parametrů, které mohou přispět k interpretaci depoziční a postdepoziční historie sedimentů je velikost magnetických minerálů. Magnetická granulometrie bezprostředně souvisí s magnetickými doménami ve feromagnetických minerálech (Evans a Heller 2003).

Doménou rozumíme prostor s paralelním uspořádáním spinových dipólových momentů v jednom směru (např. Thompson a Oldfield 1986). Velmi malé částice magnetitu (<40 nm) vykazují uniformní magnetizaci a jsou proto označovány jako jedno-doménové (SD). Větší částice (~ 80 nm) mají více než jednu doménu a mluvíme o pseudo-jedno-doménových částicích (PSD). Ještě větší částice (> 100 nm) mají dipólové momenty

soustředěné do oblastí oddělených doménovými stěnami a vytvářejí tak více-doménové částice (MD) – viz obr. 5 (Tauxe *et al.* 2016).

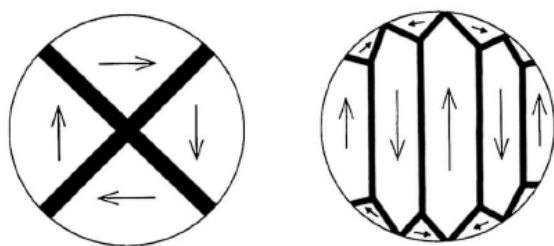


Obr. 5: Typy doménových struktur: a) jedno-doménové, b) dvou-doménové, c) čtyři domény v lamelárním uspořádání, d) dvě uzavřené domény. Červené šipky – magnetické momenty, modré šipky – průběh siločár magnetického pole (Tauxe *et al.* 2016).

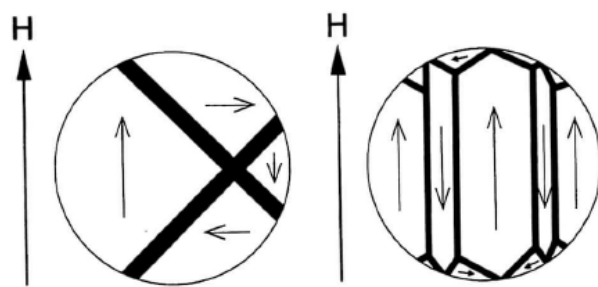
3.1 Více-doménové chování

Magnetické minerály s různou strukturou domén reagují odlišně na aplikované externí magnetické pole. V MD krystalech dochází k soutěžení mezi jednotlivými doménami, oddělenými doménovými stěnami, které jsou na šířku tvořené v průměru 100–150 atomy (Thompson a Oldfield 1986). Objemově zvýhodněny jsou pak domény s magnetizací, jejíž směr je paralelní s externím polem (obr. 6).

(a) NO EXTERNALLY APPLIED FIELD

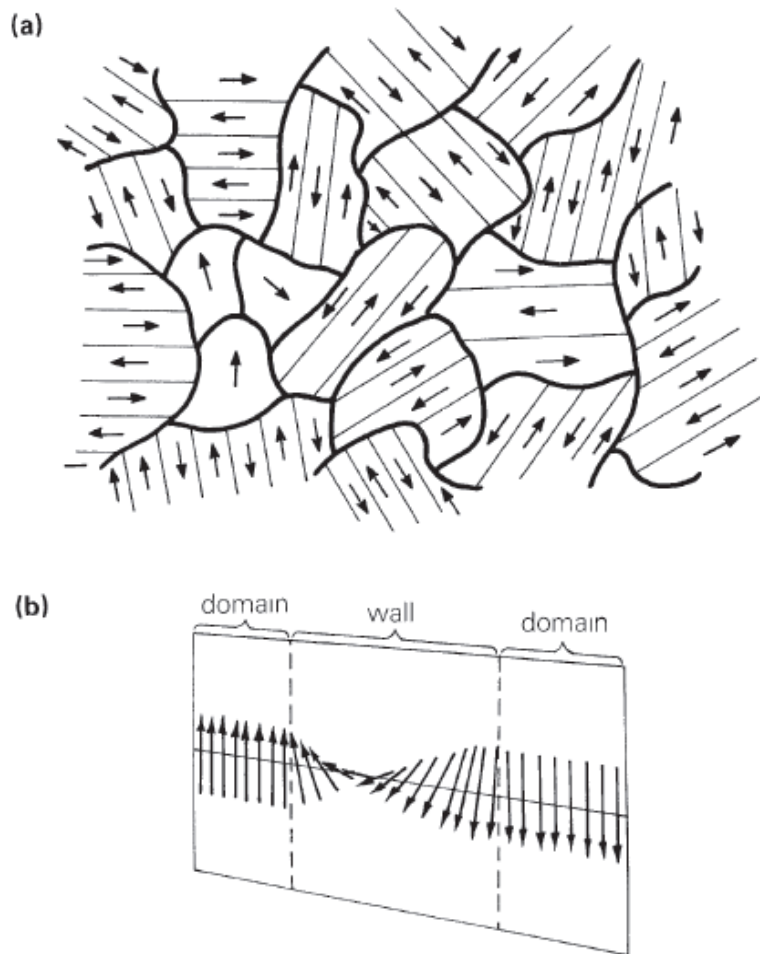


(b) EXTERNALLY APPLIED FIELD (H)



Obr. 6: Schematický diagram doménových konfigurací pro sférická zrna neovlivněná externím magnetickým polem (a) a (b) ovlivněná externím magnetickým polem (Dankers 1978).

Indukovaná magnetizace narůstá se zvyšujícím se polem a doménové stěny se nevratně posouvají z minimálních energetických pozic do pozic nových. V důsledku působení ještě vyššího externího pole se otáčí magnetický moment mezi sousedními doménami přes doménovou stěnu o 90° nebo 180° (obr. 7). Také tento proces je nevratný (Thompson a Oldfield 1986).



Obr. 7: Struktura domén v krystalickém materiálu, šipky vyznačují směr magnetických momentů, (a) postupná rotace magnetického momentu mezi dvěma doménami (Thompson a Oldfield 1986).

3.2 Jedno-doménové chování

Protože v případě SD částic nehrají doménové stěny a jejich pohyby žádnou roli, nabývají tyto materiály s převahou těchto částic snáze indukovanou magnetizací než částicemi MD (Thompson a Oldfield 1986).

Magnetizace extrémně malých SD částic (<10 nm) je ovlivněna termálními vibracemi na atomové úrovni. Částice vykazují superparamagnetické chování (SP), vyznačující se neschopností udržet remanentní magnetizaci mimo externí pole. Termální vibrace způsobují náhodné vychylování magnetických momentů v jednotlivých SP částicích. Některé momenty mohou rotovat o 180° , což vede ke snižování magnetizace daného materiálu. V externím poli nabývají SP částice nenulovou magnetizací podobně jako

paramagnetické materiály. Hodnota indukované magnetizace SP látek je ale mnohem vyšší než u paramagnetických materiálů. SP látky však vykazují vysokou magnetickou susceptibilitu (Evans a Heller 2003).

MD částice přírodních magnetických minerálů (např. magnetitu nebo hematitu) jsou často výsledkem geologických procesů spojených např. s pomalým chladnutím magmatu, zatímco SD či PSD částice mohou vznikat během rychlého chladnutí lávy v povrchových podmínkách. Exogenní geologické procesy, působící na zemském povrchu (např. chemická alterace nebo pedogeneze), produkují často SD nebo SP minerální částice. Velikost magnetických částic je pak vodítkem pro řadu environmentálně magnetických interpretací (Verosub 1995).

4. METODY ENVIRONMENTÁLNÍHO MAGNETIZMU

4.1 Magnetická susceptibilita

4.1.1 Objemová a hustotní magnetická susceptibilita

Jedním ze základních magnetických parametrů minerálů a hornin je magnetická susceptibilita, měřená v nízkém poli. Vyjadřuje schopnost materiálu namagnetovat se. Magnetická susceptibilita je funkcí typu magnetického minerálu a koncentrace a velikosti magnetických zrn (např. Thompson a Oldfield 1986). Objemová susceptibilita (κ), je vyjádřena poměrem indukované magnetizace vzorku (M) k (H), aplikovanému magnetickému poli (Liu *et al.* 2012):

$$\kappa = dM / dH$$

M i H jsou měřeny v A/m, takže výsledný poměr představuje bezrozměrnou veličinu v soustavě SI.

Hodnoty κ lze přepočítat na hustotní specifickou magnetickou susceptibilitu (χ) podělením hodnot objemové susceptibility hustotou (ρ) horniny (sedimentu),

$$\chi = \kappa / \rho$$

Hustotní susceptibilita se vyjadřuje v m^3kg^{-1} . V praxi, kdy určujeme susceptibilitu sedimentů o různé hustotě, jsou většinou hodnoty objemové susceptibility děleny hmotností vysušeného vzorku.

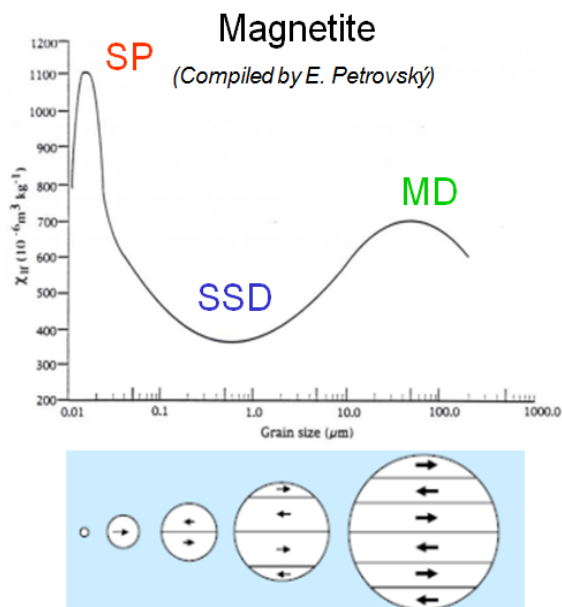
V diamagnetických materiálech jsou hodnoty χ záporné (viz kap. 2.1) zhruba v jednotkách až desítkách $\times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Např. voda má $\chi = -0.90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Evans a Heller 2003). V případě čerstvě odebraných jezerních sedimentů se může přítomná voda projevit snížením hodnoty κ .

Magnetická susceptibilita odráží vliv všech minerálů v hornině. Magnetický příspěvek ferimagnetických minerálů je však silnější v řádu 10^3 než u paramagnetických minerálů a 10^5 silnější než u minerálů a látek diamagnetických (Thompson a Oldfield 1986).

V některých případech potřebujeme stanovit pouze ferimagnetickou složku (χ_{ferri}) magnetické susceptibility. Para- a diamagnetický příspěvek stanovíme měřením susceptibility ve vysokých magnetických polích. Ferimagnetická susceptibilita je pak vyjádřena (Lees a Dearing, 1999):

$$\chi_{\text{ferri}} = \chi_{\text{low}} - \chi_{\text{high}}$$

Magnetická susceptibilita je významně ovlivněna velikostí magnetických částic (tj. doménovým stavem) sedimentu. SP a SD částice se snadno magnetují (viz kap. 4.2) a jejich zvýšená koncentrace v sedimentu může být indikována zvýšenými hodnotami susceptibility (obr. 8).



Obr. 8: Závislost magnetické susceptibility na velikosti magnetických částic. Ve spodní části obr. jsou schématicky znázorněny domény v částicích (Chadima 2015).

4.1.2 Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita

Tento parametr je používán pro identifikaci a stanovení zrnitostního rozdělení SP/SD magnetických částic v sedimentu (Worm 1998). Při použití různých frekvencí při měření magnetické susceptibility se stav SP částic může v blízkosti hranice SP/SD ($\sim 20\text{--}25 \text{ nm}$) měnit na stav SD. Při měření za vyšší frekvence se SD chování částic projevuje poklesem magnetické susceptibility sedimentu (např. Till *et al.*, 2011).

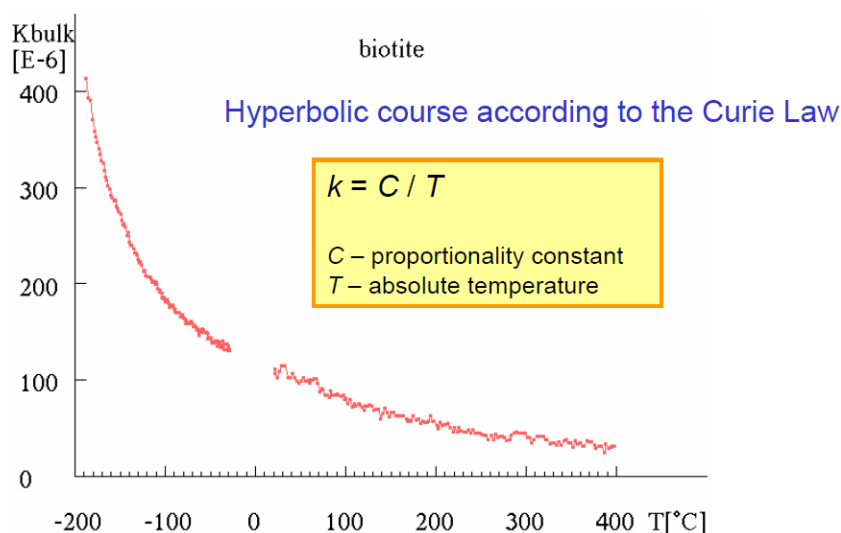
Relativní koncentrace SP zrn v sedimentu je pak vyjádřena vztahem (Lees a Dearing 1999):

$$\kappa_{fd} = (\kappa_{lf} - \kappa_{hf}) / \kappa_{lf} \times 100 [\%]$$

Zvýšená koncentrace SP částic v sedimentu zpravidla indikuje procesy spojené s pedogenezí, kdy dochází k chemickému zvětrávání minerálů obsahujících Fe a nově vznikají SP částice magnetitu (Evans a Heller 2003). SP částice mohou být také výsledkem požárů vegetace (Kletetschka a Banerjee 1995).

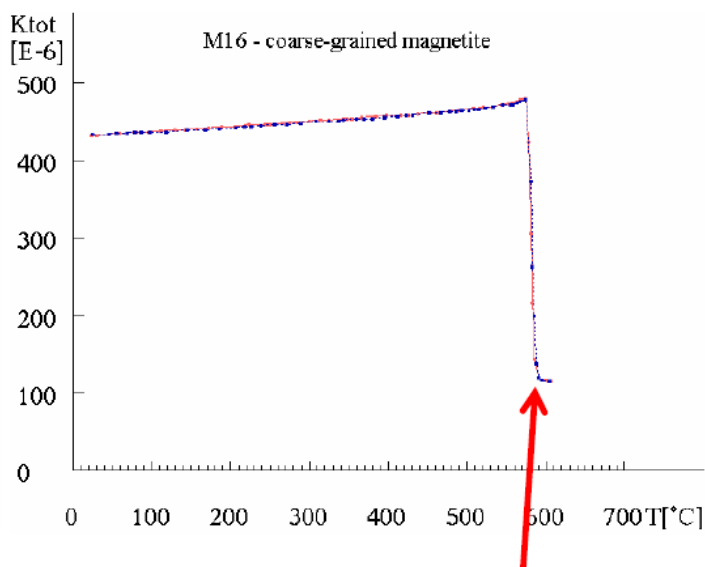
4.1.3 Teplotně závislá magnetická susceptibilita

Variace magnetické susceptibility při měnící se teplotě slouží především jako diagnostické vodítko při interpretaci typu magnetických minerálů přítomných v sedimentu. Susceptibilita paramagnetických minerálů klesá se zvyšující se teplotou po hyperbole v souladu s Curieovým zákonem (např. Nagata 1961).



Obr. 9: Příklad průběhu teplotně závislé magnetické susceptibility paramagnetického biotitu (Chadima 2015).

Závislost magnetické susceptibility feromagnetických minerálů na teplotě je komplikovanější. Při měření za narůstající teploty (25–700 °C) se může susceptibilita zvyšovat, být konstantní nebo klesat, v závislosti na typu a koncentraci magnetického minerálu přítomného v sedimentu. Po dosažení Curieovy teploty klesá susceptibilita prakticky k nule. Na základě Curieovy teploty, odvozené z průběhu křivky magnetické susceptibility, je tedy možné odhadnout, jaký magnetický minerál převažuje v sedimentu. Curieova (příp. Néelova) teplota vybraných magnetických minerálů, běžně se vyskytujících v kvartérních sedimentech a jejich alterovaných ekvivalentech, je následující: magnetit = 580 °C, maghemit ~465 °C, hematit = 675 °C, goethit ~120°C (Dunlop a Özdemir 1997).



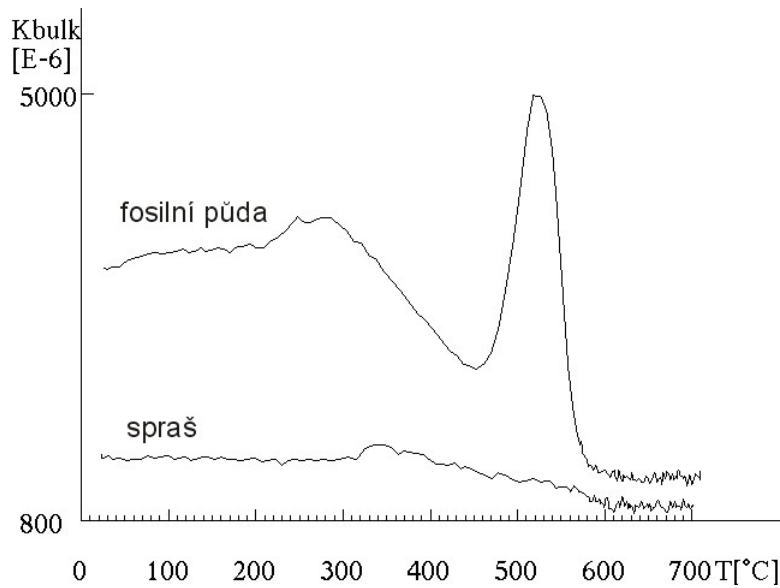
Curie temperature $T_c \sim 585 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Transition from ferrimagnetic to paramagnetic state, rapid decrease of susceptibility

Obr. 10: Příklad průběhu teplotně závislé magnetické susceptibilitě magnetitu (Chadima 2015).

Variace magnetické susceptibilitě měřené v intervalu nízkých teplot ($-190 \text{ }^{\circ}\text{C}$ až $25 \text{ }^{\circ}\text{C}$) také vypovídá o typu magnetického minerálu. Pro identifikaci magnetitu je charakteristický tzv. Verweyův přechod, při $\sim -150 \text{ }^{\circ}\text{C}$, indikovaný poklesem susceptibilitě v důsledku změny krystalové struktury minerálu z krychlové na kosočtverečnou. Podobný pokles susceptibilitě na $\sim -20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ je označován jako Morinův přechod a je charakteristickým dokladem přítomnosti hematitu (Dunlop a Özdemir 1997).

Narůstající teplota má často za následek fázové změny magnetických minerálů, odrážející magneto-mineralogický stav sedimentu (Liu *et al.* 2012). Goethit za vyšších teplot ($250\text{--}400 \text{ }^{\circ}\text{C}$) ztrácí vodu a mění se na hematit (např. Dearing 1999). K fázovým změnám magnetických minerálů výrazně přispívá také organická hmota přítomná v sedimentech. Jejím spálením se prostředí redukuje a dochází k přeměně hematitu na magnetit (např. Hanesch *et al.* 2006) – viz obr. 11.

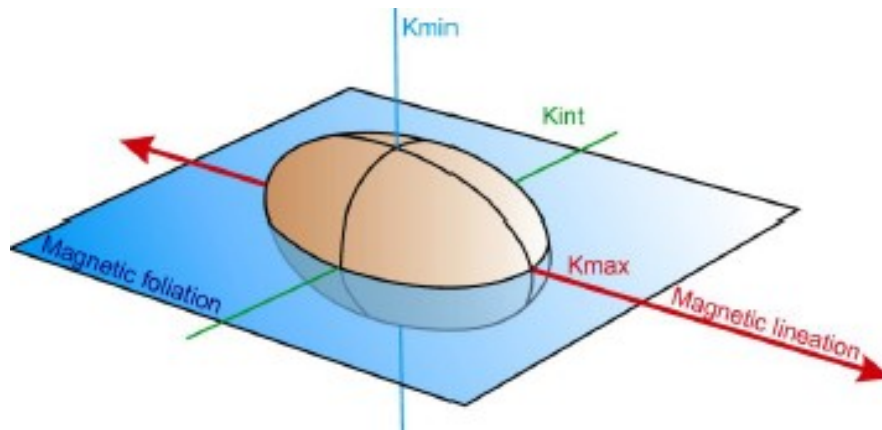


Obr. 11: Zahřívací křivky teplotně závislé magnetické susceptibilitě spraše a fosilní půdy z lokality Mokrá – Východní lom (Kadlec a Šlechta, nepublikováno).

Vyšší hodnoty susceptibilitě v půdě odráží větší koncentraci SP částic. Pokles hodnot mezi 300–450 °C indikuje vznik hematitu a následný pík odráží vznik magnetitu.

4.2 Anizotropie magnetické susceptibilitě

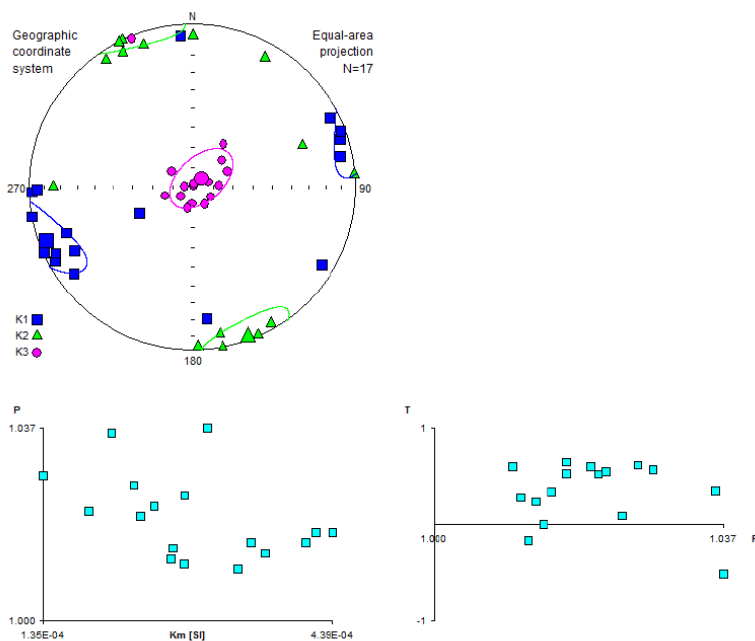
Anizotropie magnetické susceptibilitě (AMS) horniny je vyjádřena pomocí hodnot magnetické susceptibilitě naměřených v různých směrech na vzorku horniny. AMS je používána jako prostorový indikátor magnetické stavby hornin (např. Tarling a Hrouda 1993, Borradaile a Henry 1997). A bývá znázorňována jako elipsoid se třemi pravouhlými osami ($k_1 \geq k_2 \geq k_3$). Maximální směr susceptibilitě (k_1) je označován jako magnetická lineace. Rovina kolmá ke směru minimální susceptibilitě (k_3) je chápána jako magnetická foliace (obr. 12). Stupeň anizotropie P , je určen poměrem maximální a minimální susceptibilitě (Nagata 1961). Tvar anizotropie T se může měnit ze zploštělého ($0 < T \leq 1$) na protáhlý ($-1 \leq T < 0$), viz Jelínek 1981.



Obr. 12: Složky anizotropie magnetické susceptibility (<http://www.sci.muni.cz/~chadima/geomagnetismus/anizotropie1.pdf>).

Laboratorní experimenty ukazují, že magnetická lineace je buď rovnoběžná se směrem proudění, nebo v případě vyšší rychlosti proudění je kolmá na směr proudu (Tarling a Hrouda 1993). Primární stavba sedimentárních hornin bývá zploštělá ($T > 0$) s magnetickou foliací subparalelní se zvrstvením (Rees a Woodall 1975). Pokud je sediment ukládaný proudem vody nebo vzduchu, magnetická foliace se uklání pod úhlem $<15^\circ$ proti směru proudění.

Základní směry AMS naměřené na orientovaných vzorcích jsou softwarově statisticky zpracovány a vynášeny v geografické projekci, ze které je magnetická stavba horniny patrná (obr. 13).



Obr. 13: Anizotropie magnetické susceptibilitě spráše z lokality Červený kopec v Brně (Obersteinová 2016): Geografická projekce směrů os elipsoidů AMS na spodní polokouli s vyznačením středních směrů (větší symboly) a elips spolehlivosti. Levý spodní diagram - hodnoty stupně AMS (P) vůči magnetické susceptibilitě; pravý spodní diagram - hodnoty stupně AMS (P) vůči tvaru elipsoidů AMS (T).

4.3 Remanentní magnetizace

4.3.1 Přirozená remanentní magnetizace

Sedimentární hornina, odebraná v přírodních podmínkách, vykazuje přirozenou remanentní magnetizaci (NRM), která odráží především typ a koncentraci přítomného feromagnetického minerálu. Ve skutečnosti se NRM často skládá z různých komponent, z nichž má každá svou magnetickou historii (Tauxe *et al.* 2016). NRM horniny je nutné změřit na magnetometru před jakýmikoliv dalšími magnetickými experimenty, které NRM trvale deformují (Evans a Heller 2003).

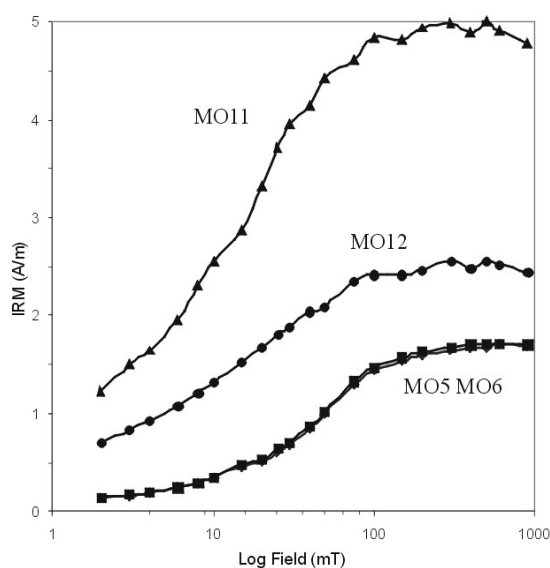
4.3.2 Anhysterezní remanentní magnetizace

Indukovaná anhysterezní remanentní magnetizace (ARM) je významným parametrem, používaným v řadě environmentálně magnetických studií jako indikátor magnetické zrnitosti (Verosub 1995). Zvýšené hodnoty ARM často indikují přítomnost SD částic v sedimentu. Indukce ARM probíhá při demagnetizaci vzorku sedimentární horniny (střídavým polem o intenzitě 100 mT) za současného magnetování slabým stejnosměrným polem o intenzitě 50 nT. ARM je indukována především v SD částicích a lze ji použít jako indikátor zvětrávání a pedogenních procesů, během kterých SD částice magnetitu mohou vznikat (Evans a Heller 2003).

4.3.3 Izotermální remanentní magnetizace, saturovaná remanentní magnetizace

Pokud na feromagnetické částice působíme silným magnetickým polem, dochází k usměrnění magnetických momentů ve směru aplikovaného externího pole a k indukci remanentní magnetizace (Tauxe *et al.* 2016). Pokud proces provádíme za stálé (většinou pokojové) teploty mluvíme o izotermální remanentní magnetizaci (IRM). Ve vzorku horniny je IRM indukována pomocí krátkých pulzů stejnosměrného pole s postupně narůstající intenzitou, obvykle až do 1 T, výjimečně do 2–3 T. Velikost IRM po každém magnetizačním kroku měříme magnetometrem.

Chování feromagnetických minerálů během magnetizace se liší. Důležitým parametrem je intenzita magnetizačního pole, kdy dochází k tzv. nasycení (saturaci) feromagnetických minerálů a hodnoty IRM se stoupajícím polem už dále nerostou (obr. 14). Minerál se nachází ve stavu dosažení saturované remanentní magnetizace (SIRM). Např. magnetit dosahuje SIRM při intenzitě magnetizačního pole v intervalu 100–300 mT. Pro saturaci hematitu nebo goethitu však nestačí pole 1 T a k jejich nasycení je potřeba až 2–3 T (např. Thompson a Oldfield 1986). Tvar křivky IRM je také ovlivněn koncentrací a zrnitostí magnetických minerálů přítomných v hornině (Liu *et al.* 2012).



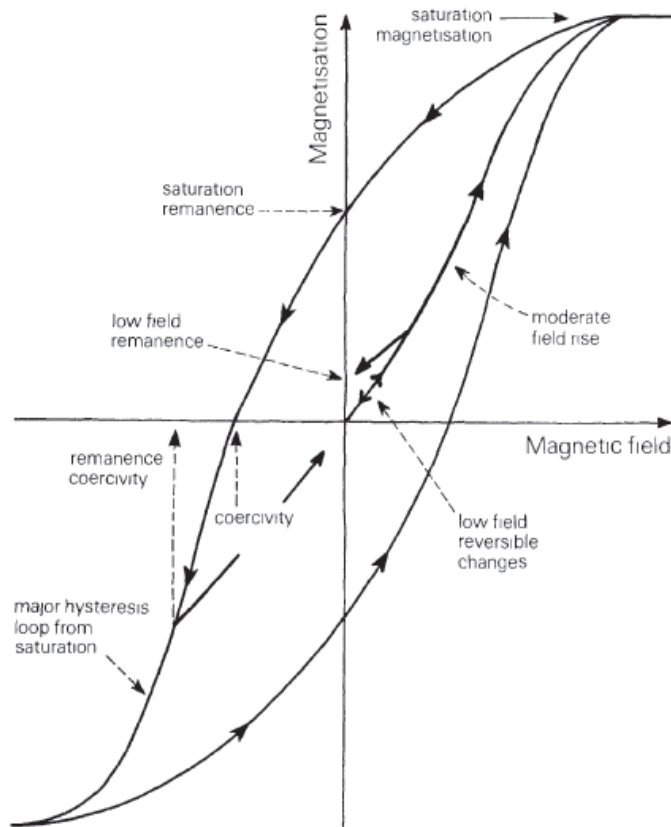
Obr. 14: Křivky IRM ukazující průběh postupné magnetizace vzorků spraše (MO5, MO6) a fosilních půd (MO11, MO12) s obsahem SP částic z lokality Mokrá – Východní lom (Kadlec a Šlechta, nepublikováno).

4.4 Magnetická hystereze

Magnetická hystereze reprezentuje průběh indukované magnetizace a odezvu magnetických částic, vynucené působením měnícího se vnějšího magnetického pole (Tauxe *et al.* 2016). Odezva magnetické látky v průběhu působení pole je nevratná a graficky je vyjádřena hysterezní smyčkou, která umožňuje stanovit důležité hysterezní parametry zkoumané látky (obr. 15). Smyčka znázorňuje změny magnetizace v závislosti na cyklicky aplikovaném vnějším poli. Magnetická hystereze je většinou zjišťována pomocí vibračního magnetometru. Měření spočívá ve sledování magnetizace materiálu v postupně narůstajícím magnetickém poli až do hodnot mezi 1–2.5 T, v závislosti na typu přístroje.

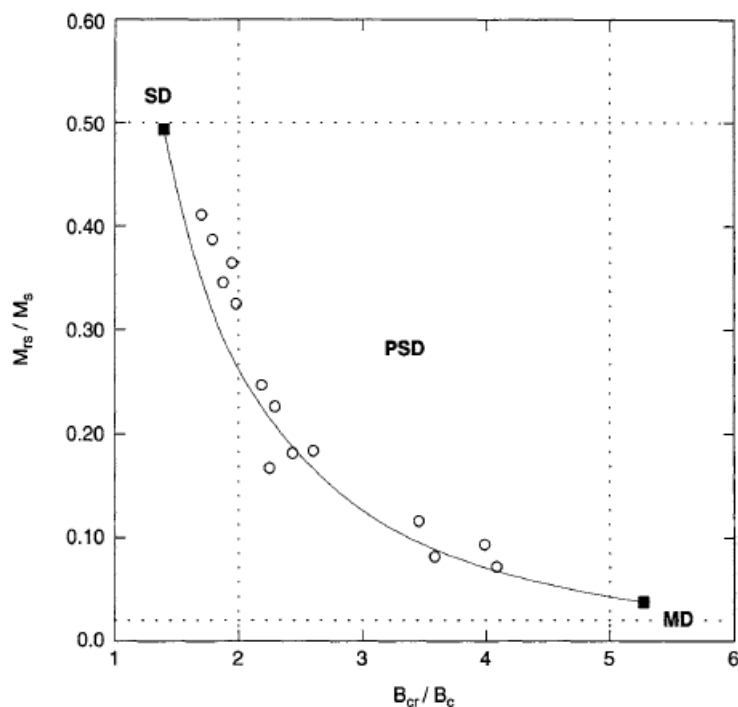
Poté je intenzita externího pole postupně snižována na nulu a následně na zkoumaný materiál působí postupně narůstající a klesající pole opačného směru. Výsledkem experimentu jsou změny orientace magnetických momentů v měřené látce a s tím související změny magnetizace (např. Thompson a Oldfield 1986). Hysterezní smyčka protíná osy grafu magnetizace versus aplikované pole v diagnosticky významných bodech, vyjadřujících hysterezní parametry magnetických částic materiálu. Jsou to:

saturovaná magnetizace (M_s), saturovaná remanence (M_{rs}), remanentní magnetizace (M_r), koercitivní síla (H_c , B_c) a koercivita remanence (H_{cr} , B_{cr}) – viz např. Thompson a Oldfield, 1986), obr. 15.



Obr. 15: Hysterezní smyčka a křivka magnetizace ukazující saturovanou magnetizaci, saturovanou remanentní magnetizaci, koercivitu, remanentní koercivitu a změny magnetizace (Thompson a Oldfield, 1986).

Na základě tvaru hysterezní smyčky - např. podle její sevřenosti - je možné určit, zda ve vzorku dominuje ferimagnetický (sevřenější křivka) nebo antiferomagnetický (širší křivka) minerál. Stejně tak velký sklon ramen křivky signalizuje neschopnost se sycití antiferomagnetický minerál, případně vliv paramagnetické matrix sedimentu (Evans a Heller 2003). Poměry naměřených koercitivních parametrů lze využít pro stanovení velikosti magnetických částic pomocí zkonstruovaného Dayova diagramu (Day *et al.* 1977) – viz obr. 16.



Obr. 16: Příklad použití hysterezních parametrů ve formě Dayova diagramu. Kolečka v grafu znázorňují rozdělení velikosti magnetických částic v jezerních sedimentech z Minnesoty (převzato z Evans a Heller 2003).

5. PŘÍKLADY VYUŽITÍ ENVIRONMENTÁLNÍHO MAGNETIZMU PRO REKONSTRUKCI PROSTŘEDÍ A SEDIMENTAČNÍCH PROCESŮ

5.1 Mořské sedimenty

Přestože se mořské sedimenty v průběhu kvartéru ve střední Evropě neukládaly, zasluhují zvláštní pozornost. V mořských sedimentech je totiž uložen nejúplnější záznam změn kvartérního prostředí (např. Lisiecki a Raymo 2005). To je pravděpodobně jeden z důvodů, proč bylo použití metod environmentálního magnetizmu ve svých počátcích zaměřeno právě na tento přírodní archív.

Magnetické minerály jsou do oceánů přinášeny převážně spolu s klastickými sedimenty, které jsou transportovány větrem, vodou nebo ledem. Do mořských sedimentů také dodávají významné množství popela s magnetickými minerály vulkány. Horizonty sopečného materiálu mohou být užitečné pro korelaci a datování sedimentárních

souvrství, ale většinou postrádají přímou vazbu na paleoklimatické podmínky, rekonstruované pomocí magnetických metod (Liu *et al.* 2012).

5.2 Sedimenty transportované ledem

Ledové hory, odlamované od okrajů kontinentálních ledovcových štítů, se pohybují po hladině oceánů a postupně tají. Přitom z ledu vypadává transportovaný klastický materiál (tzv. Ice Rafted Debris - IRD) a ukládá se na mořském dně ve vrstvách hlubokomořských sedimentů. IRD vrstvy jsou známy z obou hemisfér. Ty, které známe z hlubokomořských sedimentů v Atlantském oceánu a jejichž zdrojovou oblastí byly horniny v podloží severoamerického Laurentinského ledového štítu, označujeme jako Heinrichovy vrstvy (např. Lowe a Walker 2015).

Ukládaly se v obdobích kolapsu okrajů kontinentálních ledovcových štítů. A protože horniny v podloží Laurentinského ledového štítu obsahovaly titanomagnetit, IRD vrstvy vykazují podstatně vyšší hodnoty magnetické susceptibility ve srovnání s převážně karbonátovými sedimenty organického původu. Pomocí měření magnetické susceptibility ve vrtných profilech hlubokomořskými sedimenty lze tak zjistit nejenom rozsah a mocnost IRD, ale také upřesnit zdrojové oblasti (http://www.irm.umn.edu/IRM/lecture_notes.html).

5.3 Sedimenty transportované větrem

Studium eolické příměsi v hlubokomořských sedimentech je důležité pro porozumění vlivu proudění vzduchu a intenzity zvětrávání v aridních a semiaridních oblastech vysokých i nízkých zeměpisných šířek. Eolický prach vykazuje silnější magnetický signál ve srovnání s karbonátovými hlubokomořskými sedimenty. Pomocí magnetické susceptibility je možné identifikovat eolickou příměs v mořských sedimentech, zatímco měření magnetické hystereze může odhalit přítomnost hematitu, často pocházejícího z oblastí s převládajícím pouštním klimatem (http://www.irm.umn.edu/IRM/lecture_notes.html).

5.4 Sedimenty transportované řekami

Přestože řeky přinášejí do oceánů nejvíce klastického materiálu, nejsou fluviální sedimenty tak často předmětem environmentálně magnetických studií. Je to dáno hlavně periodickým charakterem fluviální sedimentace, relativně častým překládáním říčních koryt a změnou říčního stylu v závislosti na klimatu. Existují studie, z nichž se většina týká aplikace magnetické susceptibility, která snadno odhalí zvýšení koncentrace a velikosti magnetických zrn, v důsledku přínosu terigenního materiálu (http://www.irm.umn.edu/IRM/lecture_notes.html).

V jiných případech odráží klimatický signál v mořských sedimentech změny aridity ve zdrojové oblasti říčního povodí (Zhang *et al.*, 2008). Na základě poměru hematit/goethit ve velkých tropických řekách lze interpretovat tyto procesy, protože hematit vzniká v sušších podmínkách než goethit (Abrajevitch *et al.* 2009, Colin *et al.* 1998).

5.5 Souvrství spraší a fosilních půd

Vzhledem k tomu, že spraše pokrývají až 10% povrchu kontinentů, jsou často využívány pro kvartérní paleoklimatické rekonstrukce a korelace mezi různými oblastmi, jak na kontinentech, tak i s proxy záznamy z hlubokomořského prostředí (mluvíme o tzv. teleconnection - viz např. Shi *et al.* 2003, Evans *et al.* 2003).

Souvrství spraší a fosilních půd jsou charakteristickým produktem kvartérních změn klimatu. V kontinentálním prostředí je tento přírodní archív jedním z nejdelších a nejúplnějších záznamů kvartérních klimatických oscilací (např. Derbyshire *et al.* 1997). Spraše vznikají z prachu, případně jemného písku, transportovaného větrem hlavně v chladných stadiálních obdobích čtvrtohor. Mineralogicky je tento prach tvořen silikáty (křemenem, živci a jílovými minerály, v menší míře jsou to slídy a těžké minerály) s různým množstvím sekundárního karbonátu. Spraše běžně obsahují také kolem 1% magnetických minerálů, jejichž typ se může lokálně lišit. Jedná se především o magnetit, maghemit, hematit a goethit.

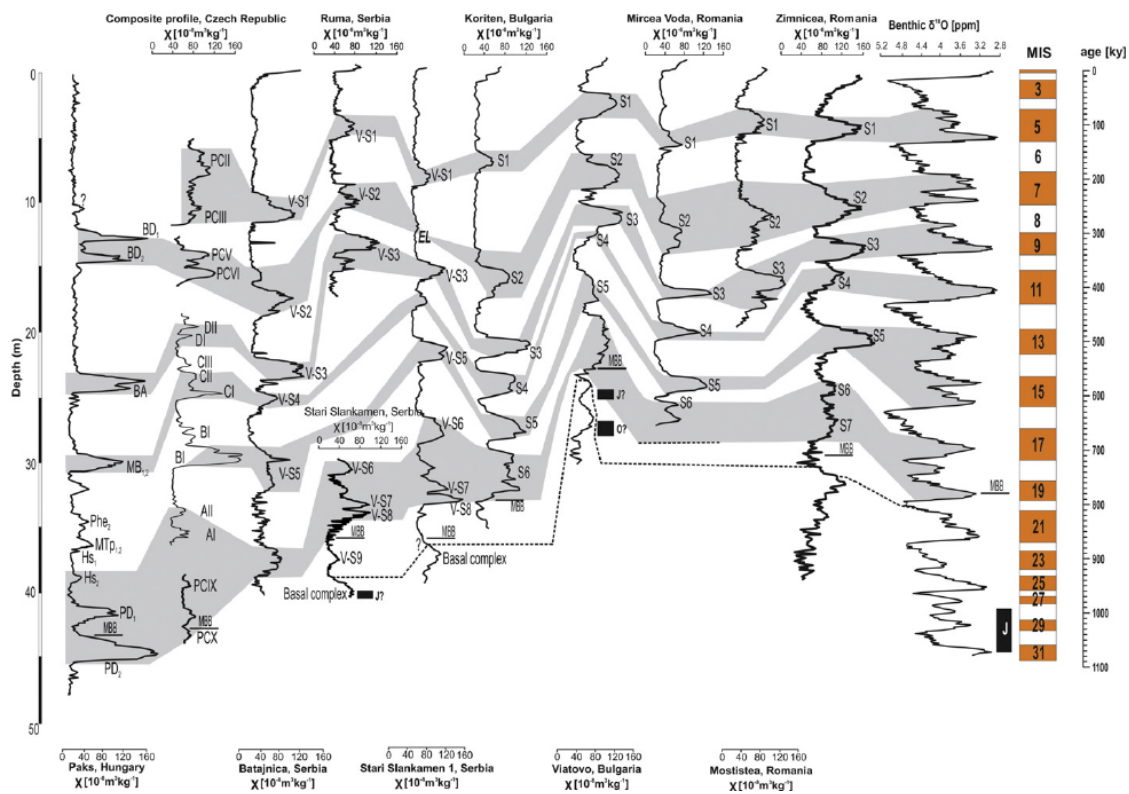
V průběhu klimaticky příznivějších interglaciálů (příp. interstadiálů) je eolický transport prachu výrazně redukován z důvodu zvýšení hustoty vegetace. Chemické

pochody, vyvolané zvýšenou teplotou a humiditou, společně s činností organismů, souhrnně označované jako pedogenní procesy, mají za následek intenzivní zvětrávání silikátů v povrchové vrstvě spraší a její přeměnu na půdu. V humidním mírném klimatickém pásmu vede pedogeneze ke vzniku autigenních magnetických minerálů (Mahler 1984). Mluvíme o magnetickém nabohacení půdních horizontů.

Jako první zjistili rozdíly v magnetických vlastnostech čínských spraší a fosilních půd Heller a Liu (1982, 1984, 1986) a Kukla *et al.* (1988) pomocí měření magnetické susceptibility a přirozené remanentní magnetizace. Původní interpretace vycházely z předpokladu, že změny v koncentraci ferimagnetických minerálů (převážně magnetitu a maghemitu) ve spraších a fosilních půdách jsou výsledkem změn v sedimentační rychlosti. Až následně bylo prokázáno, že při půdotvorných procesech mohou v sedimentech vznikat *in situ* ultra jemné magnetické minerály (např. Maher a Taylor 1988).

Variace v pedogenní složce magnetické susceptibility (Maher a Thompson 1994) tak umožňují interpretovat paleosrážkové poměry (např. Florindo *et al.* 1999). Výjimkou jsou sprašové komplexy na Sibiři a na Aljašce, kde magnetická susceptibilita vykazuje vyšší hodnoty ve spraších (Chlachula *et al.* 1998, Matasova *et al.* 2001). Tato skutečnost je interpretována dominantním vlivem větru v glaciálech, přinášejícím větší zrna ferimagnetických minerálů do sprašových vrstev (Evans 2001) a zároveň větší ariditou v těchto oblastech, což vede k méně intenzivnímu zvětrávání v průběhu pedogeneze.

Spraše se ukládaly v průběhu glaciálů také v Evropě. Nacházejí se v nesouvislých výskytech v pásu od Belgie po Ukrajinu, včetně České republiky a jsou předmětem mnoha paleoenvironmentálních studií, zahrnujících také magnetické přístupy (obr. 17).



Obr. 17: Korelace záznamů magnetické susceptibility z nejdelších měřených sprašových profilů v regionu Danube Basin, časově zasahujících k MIS 21 (Marković *et al.* 2015).

Magnetická stavba spraší, vyjádřená pomocí AMS, je využívána jako indikátor směrů proudění vzduchu, transportujícího prachové a písčité částice (např. Hus 2003). Tato metoda byla využita při rekonstrukci směrů paleoproudění vzduchu v glaciálech ve sprašových oblastech Číny (Jianli 1998), Aljašky (Lagroix a Banerjee 2002) a střední a východní Evropy (Nawrocki *et al.* 2006, Bradák 2009, Lagroix *et al.* 2011, Obersteinová 2016).

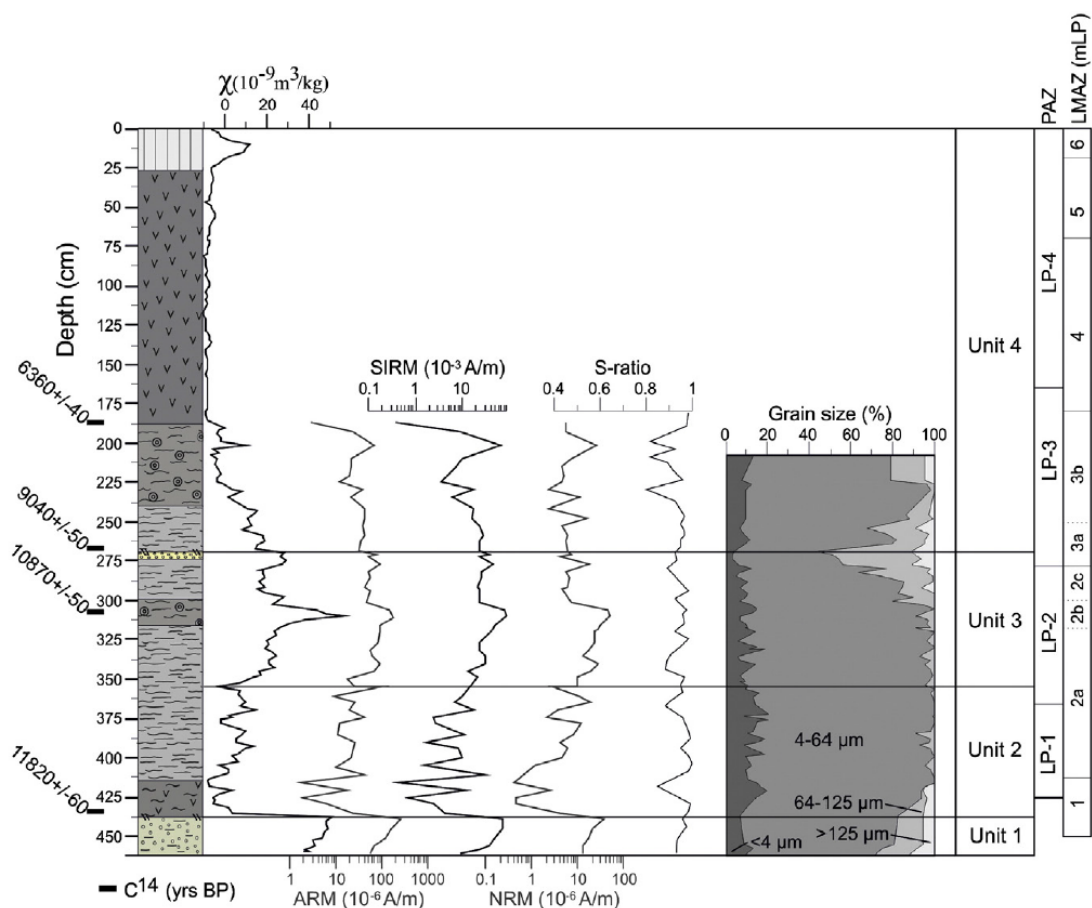
V České republice je klíčovým profilem souvrství spraše a fosilních půd v Dolních Věstonicích, kde jsou odkryty uloženy poslední klimatického cyklu, reprezentující poslední interglaciál-glaciál. Variace magnetické susceptibility jako indikátoru intenzity zvětrávání byly na věstonickém profilu sledovány v rámci několika projektů (Shi *et al.* 2001, Bábek *et al.* 2011). Lagroix *et al.* (2011) rekonstruovali pomocí AMS směry proudění větru v průběhu vzniku věstonického komplexu spraší s fosilními půdami.

Dalšími místy, kde byly v nedávné době použity magnetické metody ke studiu spraší a fosilních půd, jsou: známý středočeský profil v Zeměchách u Kralup nad Vltavou a profil v Dobšicích u Znojma. Magnetický přístup byl kombinován s nemagnetickými

metodami pro dešifrování environmentálního záznamu uloženého v sedimentech (Hošek *et al.* 2015).

5.6 Jezerní sedimenty

Sedimentační rychlost je v jezerech obvykle vyšší než v oceánech a jezerní sedimenty tak představují archiv s velmi detailním rozlišením pro poslední tisíce až první desetitisíce let. Sedimentární záznam velkých jezer může pokrývat časový úsek až statisíce dokonce i miliony let (např. Grygar *et al.* 2007). V jezerních sedimentech se ukládají detritické minerály, transportované do jezerní pánve vodními toky, dále dochází k usazování prachu z atmosféry (eolický prach, vulkanický popel) a v sedimentech se nachází také minerály vzniklé přímo v jezeře (tzv. autigenní minerály). Přínos detritického materiálu je závislý na rozšíření vegetace v povodí toku, transportujícího klastické sedimenty, včetně magnetických minerálů, do jezera. Pro chladná období pleistocénu s menší hustotou vegetace je příznačné zvýšené množství transportovaných klastických sedimentů (např. Hošek *et al.* 2014) – viz obr. 18.



Obr. 18: Variace magnetických parametrů v pozdně glaciálních sedimentech jezera Švarcenberk v třeboňské pánvi (Hošek *et al.* 2014).

Nedávné výzkumy jezerních sedimentů v třeboňské pánvi poskytly informace o změnách paleoprostředí na konci posledního glaciálu a v holocénu. Souvrství poskytují detailní záznam posledních 16 tisíc let. V rámci mezioborového výzkumu jsou kombinovány sedimentologické, magnetické, geochemické, a paleontologické metody (Hošek *et al.* 2017).

6. ZÁVĚR

Bakalářská práce shrnuje principy metod environmentálního magnetizmu a možnosti jejich využití pro studium paleoenvironmentálních záznamů uložených v sedimentárních archívech. V jednotlivých kapitolách je věnována pozornost nejprve základním magnetickým vlastnostem minerálů a sedimentárních hornin. Poté jsou v práci uvedeny

základní postupy a metody environmentálního magnetizmu a jejich aplikace. V závěrečné části bakalářské práce jsou na vybraných příkladech prezentovány možnosti využití environmentálního magnetizmu pro získání a interpretaci záznamu z mořských, jezerních a eolických sedimentárních záznamů.

Velkou výhodou metod environmentálního magnetizmu je jejich citlivost při identifikaci i velmi malých koncentrací magnetických minerálů v sedimentech. Některé přístupy umožňují získání velkého množství dat, aniž by byly vzorky nějak znehodnoceny (např. měření objemové nebo frekvenčně závislé magnetické susceptibility). Při aplikaci dalších magnetických experimentů a měření (např. IRM, SIRM, hysterezní měření) je nutné dodržovat stanovenou posloupnost jednotlivých kroků, aby bylo získáno maximum informací o magnetické historii minerálů i sedimentární horniny (viz Walden *et al.* 1999).

V rámci mezioborově koncipovaných projektů, zaměřených na co nejdetailnější rekonstrukci paleoprostředí, sedimentárních, geochemických a biologických procesů v nejmladší geologické minulosti i v současnosti, umožňují environmentálně magnetické metody a postupy získávat cenná data a interpretace, doplňující výstupy ostatních specializací.

7. POUŽITÁ LITERATURA

- Abrajevitch A., Van der Voo R., Rea D. K. (2009): Variations in relative abundances of goethite and hematite in Bengal Fan sediments: Climatic vs. diagenetic signals. – *Mar. Geol.*, 267, 191–206.
- Bábek O., Chlachula J., Grygar T. M. (2011): Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. – *Quaternary Science Reviews*, 30, 967–979.
- Borradaile G. J., Henry B (1997): Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. – *Earth Science Review* 42, 49–93.
- Bradák B. (2009): Application of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the determination of paleopalaeo-wind directions and paleopalaeo-environment during the accumulation period of Bag Tephra, Hungary. – *Quaternary International*, 198, 77–84.
- Colin C., Kissel C., Blamart D., Turpin L. (1998): Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andaman Sea: Impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian Monsoon. – *Earth Planet Science Letters*, 160, 623–635.
- Dankers P. H. (1978): Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain size. Unpublished PhD thesis. University of Utrecht.
- Day R., Fuller M., Schmidt V. A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. – *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13, 260-267.
- Dearing J. (1999): Magnetic Susceptibility. – In J. Walden, F. Oldfield, J. P. Smith (Eds.), *Environmental magnetism: a practical guide*, Technical Guide, No. 6, - Quaternary Association, 35–62.
- Derbyshire E., Kemp R. A., Meng X. M. (1997): Climate change, loess and palaeosols: proxy measures and resolution in North China. – *Journal of the Geological Society of London*, 154, 793–805.
- Dunlop D. J., Özdemir Ö. (1997): *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. – Cambridge University Press, UK, 573 p.
- Evans M. E., Heller F. (2001): Magnetism of loess/paleosol sequences: Recent developments. – *Earth Science Review*, 54, 129–144.
- Evans M. E., Heller F. (2003): *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. – Academic Press, San Diego. 299 p.
- Florindo F., Zhu R. X., Guo B. (1999): Low-field susceptibility and palaeorainfall estimates: New data along a N-S transect of the Chinese Loess Plateau. – *Phys. Chem. Earth A*, 24, 817–821.
- Grygar T., Bláhová A., Hradil D., Bezdička P., Kadlec J., Schnabl P., Swann G., Oberhänsli H. (2007): Lake Baikal climatic record between 310 and 50 ky BP: Interplay between diatoms, watershed weathering and orbital forcing. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250 (1–4), 50–67.
- Hanesch M., Stanjek H., Petersen N. (2006): Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon. – *Geophysical Journal International*, vol. 165, Issue 1, 53–61.
- Heller F., Liu T. S. (1982): Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. – *Nature*, 300, 431–433.
- Heller F., Liu T. S. (1984): Magnetism of Chinese loess deposits. – *Geophysical J. R. Astron. Soc.*, 77, 125–141.

- Heller F., Liu T. S. (1986): Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. – *Geophysical Research Letters*, 13, 1169–1172.
- Hošek J., Hambach U., Lisá L., Grygar T. M., Horáček I., Meszner S., Knésl I. (2015): An integrated rock-magnetic and geochemical approach to loess/paleosol sequences from Bohemia and Moravia (Czech Republic). Implications for the Upper Pleistocene paleoenvironment in central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 418, 344–358.
- Hošek J., Pokorný P., Kubovčík V., Horáček I., Žáčková P., Kadlec J., Rojik F., Lisá L., Bučkuliaková, S. (2014): Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 396, 155–172.
- Hošek J., Pokorný P., Prach J., Lisá L., Grygar T. M., Knésl I., Trubač J. (2017): Late Glacial erosion and pedogenesis dynamics. Evidence from high-resolution lacustrine archives and paleosols in south Bohemia (Czech Republic). – *Catena* 150, 261–278.
- Hus J. J. (2003): The magnetic fabric of some loess-paleopaleosol deposits. – *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 689–699.
- Chadima (2015): Training course at The 2nd IAGA Summer School 2015, Praha.
- Chlachula J., Evans M. E., Rutter N. W. (1998): A magnetic investigation of a Late Quaternary (loess) palaeosol record in Siberia. – *Geophysical Journal International*, 132, 128–132.
- Jelinek V. (1981): Characterization of magnetic fabric of rocks. – *Tectonophysics*, 79, 563–567.
- Jianli W. (1998): The anisotropy of loess magnetic susceptibility in the northeastern fringe of Qinghai-Xizang Plateau as indicator of palaeowind direction. – *Chinese Geographical Science*, 8(1), 85–90.
- Kletetschka G., Banerjee S. K. (1995): Magnetic stratigraphy of Chinese loess as a record of natural fires. – *Geophysical Research Letters*, vol. 22, 1341–1343.
- Kukla J., Heller F., Liu X. M., Xu T. C., Liu T. S., An Z. S. (1988): Pleistocene climates in China: dating by magnetic susceptibility. – *Geology* 16, 811–814.
- Lagroix F., Banerjee S. K. (2002). Paleowind directions from the magnetic fabric of loess profiles in central Alaska. – *Earth and Planetary Science Letters* 195, 99–112.
- Lagroix F., Rousseau D., Antoine P., Fuchs M., Hatte C., Moine O., Gauthier C., Lisa L., Svoboda J. (2011): Reconstructing of depositional environments at the Dolní Vestonice (Czech Republic) loess site from magnetic anisotropy. – AGU 2011 Fall Meet., GP33A – 1116.
- Lees J. A., Dearing J. A., Lockett, F. P. (1999): Identification, classification and linear modelling of sediment sources using mineral magnetic measurements. I. Methodology and techniques. – *Catena*.
- Lisiecki, L. E., Raymo M. E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. – *Paleoceanography*, 20.
- Liu Q., Roberts A. P., Larrasoana J. C, Banerjee S. K., Guyodo Y., Tauxe L., Oldfield F. (2012): Environmental magnetism: Principles and applications. – *Reviews of Geophysics*, 50
- Lowe J., Walker M. (2015): Reconstructing Quaternary environments. Third Ed. – Routledge, 538 p.
- Maher B. A., Taylor R. M. (1988): Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. – *Nature*, 336, 368–370.

- Maher B. A., Thompson R. (1994): Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: Comment. – *Geology*, 22, 857–858.
- Maher B. A., Thompson R. (1999): *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. - Cambridge University Press, Cambridge. 403 p.
- Marković S. B., Stevens T., Kukla J., Hambach U., Fitzsimmons K. E., Gibbard P., Buggle B., Zech M., Guo Z., Hao Q., Wu H., O'Hara Dhand K., Smalley I. J., Ujvári G., Sumegi P., Timar-Gabor A., Veres D., Sirocko F., Vasiljević D. A., Jary Z., Svensson A., Jović V., Lehmkuhl F., Kovács J., Svirčev Z. (2015): Danube loess stratigraphy: towards a pan-European loess stratigraphic model. – *Earth-Science Reviews*, Volume 148, 228–258.
- Matasova G., Petrovský E., Jordanova N., Zykina V., Kapička A. (2001): Magnetic study of Late Pleistocene loess/palaeosol sections from Siberia: palaeoenvironmental implications. – *Geophysical Journal International*, 147(2), 367–380
- Nagata T. (1961): *Rock magnetism*. – Maruzen Co., Tokyo. 366 p.
- Nawrocki J., Polechonska O., Boguckij A., Lanzont M. (2006): Palaeowind directions recorded in the youngest loess in Poland and western Ukraine as derived from anisotropy of magnetic susceptibility measurements. – *Boreas*, 35, 266–271.
- Obersteinová T. (2016): *Magnetická stavba spraší a fosilních půd na vybraných lokalitách jižní Moravy a středních Čech*. Diplomová práce, Univerzita Karlova. – Praha
- Rees A. I., Woodall W. A. (1975): The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments. – *Earth and Planetary Science Letters*, 25, Amsterdam. 121–130.
- Shi C., Zhu R., Glass B. P., Liu O., Zeman A., Suchy V. (2003): Climate variations since the last interglacial recorded in Czech loess. – *Geophysical Research Letters*, 30(11), 1–4.
- Shi C. Zhu, R., Suchy V., Zeman A., Guo B., Pan Z. X. (2001): Identification and origins of iron sulfides in Czech loess. – *Geophysical Research Letters*, 28(20), 3903–3906.
- Tarling D. H., Hrouda F. (1993): *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. – Chapman and Hall, London.
- Thompson R., Oldfield F. (1986): *Environmental magnetism*. – Allen a Unwin, London. 227 p.
- Till J., Jackson M. J., Rosenbaum J. G., Solheid P. (2011): Magnetic properties in an ash flow tuff with continuous grain size variation: A natural reference for magnetic particle granulometry. – *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12.
- Verosub K. L., Roberts A. P. (1995): Environmental magnetism: Past, present and future. – *Journal of geophysical research*, vol. 100, no. B2, 2175–2192.
- Walden J., Oldfield F., Smith J. P. (1999): *Environmental magnetism: a practical guide*. Technical Guide, No. 6. – Quater. Sci. Res. Ass., 243 p.
- Worm H. U. (1998): On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. – *Geophysical Journal International*, 133, 201–206.
- Zhang C., Huang B., Piper J. D. A., Luo R. (2008): Biomonitoring of a atmospheric particulate matter using magnetic properties of *Salix matsudana* tree ring cores. – *Science Total Environmental*, 393, 177–190.
- Chadima M. (2012):
<https://is.muni.cz/el/1431/podzim2012/G8311/um/Geomagnetismus2.pdf>
- Tauxe L., Banerjee S. K., Butler G. F., van der Voo R. (2016): *Essentials of Paleomagnetism*. Fourth Web Edition.
[\(https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/\)](https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/).
- http://www.irm.umn.edu/IRM/lecture_notes.html

<http://www.sci.muni.cz/~chadima/geomagnetismus/anizotropie1.pdf>