

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Hospodaření s přírodními zdroji



Nikola Pleskotová

Gezíry a jejich místo v režimu podzemních vod
Geysers and their role in the groundwater regime

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Josef V. Datel, PhD.

Praha 2011

PROHLÁŠENÍ

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

V Praze dne 25. 8. 2011

Podpis

PODĚKOVÁNÍ

Děkuji hlavně vedoucímu mé bakalářské práce RNDr. Josefu V. Datlovi, PhD. za pomoc, konzultace, cenné rady a odborné vedení při vypracovávání této práce.

ABSTRAKT

Gejzíry jsou jedinečným a vzácným jevem na naší planetě. Především horké gejzíry vznikají pouze v lokalitách, kde se v souladu vyskytuje několik, pro jejich vznik zcela nezbytných, podmínek. Těmi hlavními jsou zdroj vody, zdroj tepla, jedinečný systém puklin, kudy voda přitéká a ventil, kudy voda následně eruptuje na zemský povrch. Většina studených gejzírů vznikla vrty. Jejich okolí je upraveno člověkem a často vypadají jako fontány.

Předkládaná bakalářská práce v úvodu pojednává o podzemní vodě, jejím pohybu a vlastnostech, horninovém prostředí, ve kterém proudí, a také minerálních vodách. Gejzíry, které jsou hlavním tématem této práce, popisují v druhé části. Jednotlivé kapitoly vysvětlují, jak gejzíry fungují a další procesy, které je doprovází.

SUMMARY

Geysers are unique and precious phenomenon in our planet. Especially hot geysers are originated only in localities where there are harmony of conditions, which are essential for their development. The main conditions are source of water, source of heat and unique system of rifts. Rifts bring the water to the chamber and vent ejects hot water to the surface. Most of cold geysers are drilled holes. Their vicinity are dappered by human, and they often look like fountains.

In the introduciton of this bachelor thesis groundwater and it's movements and properties are presented. Additionally the rock environment and mineral water are covered. Geysers, the main topic of this thesis, are described as a seperate chapter. Different chapters explain how geysers work and other processes that accompany them.

OBSAH

1. ÚVOD	1
2. PODZEMNÍ VODA A JEJÍ VLASTNOSTI	2
2.1 Původ podzemní vody	2
2.2 Pohyb vody v horninách.....	4
2.3 Chemické a fyzikální vlastnosti podzemní vody.....	4
2.3.1 Fyzikálně – chemické vlastnosti.....	4
2.3.2 Chemické vlastnosti.....	5
3. HYDROGEOLOGICKÉ STRUKTURY	6
3.1 Hydrogeologické struktury v rozpukaných horninách	6
3.2 Režim podzemních vod	7
4. MINERÁLNÍ VODY	8
4.1 Zřídelní struktury.....	8
4.2 Pohyb minerální vody	9
5. GEJZÍRY	10
5.1 Horké (pravé) gejzíry	10
5.1.1 Typy rezervoárů	12
5.1.2 Erupce.....	13
5.1.3 Plyny v gejzírech.....	13
5.2 Hlavní oblasti výskytu horkých gejzírů.....	14
5.2.1 Yellowstonský národní park, USA.....	14
5.2.2 Údolí gejzírů, Rusko.....	15
5.2.3 El Tatio, Chile	15
5.2.4 Island	15
5.2.5 Taupo Volcanic Zone, Nový Zéland	16
5.3 Studené (nepravé) gejzíry.....	17
5.4 Hlavní oblasti výskytu studených gejzírů.....	17
5.4.1 Herlanský gejzír, Slovensko	17
5.4.2 Gejzír Andernach, Německo	20
7. ZÁVĚR.....	21
8. POUŽITÁ LITERATURA.....	22

1. ÚVOD

Od místa infiltrace do místa vývěru podzemní voda urazí delší či kratší vzdálenost. V horninovém prostředí voda projde mnoha změnami, jako je např. změna teploty, elektrické vodivosti, faktoru pH atd. Během proudění se za příznivých podmínek voda prostá postupně mineralizuje a po překročení hodnot stanovených zákonem č. 164/2001 Sb. se z ní stává voda minerální. Proudění podzemní vody je podmíněno přítomností puklin, průlin nebo dutin. Záleží na strukturním uspořádání hornin, jak rychle a zda vůbec se voda těmito prostory pohybuje.

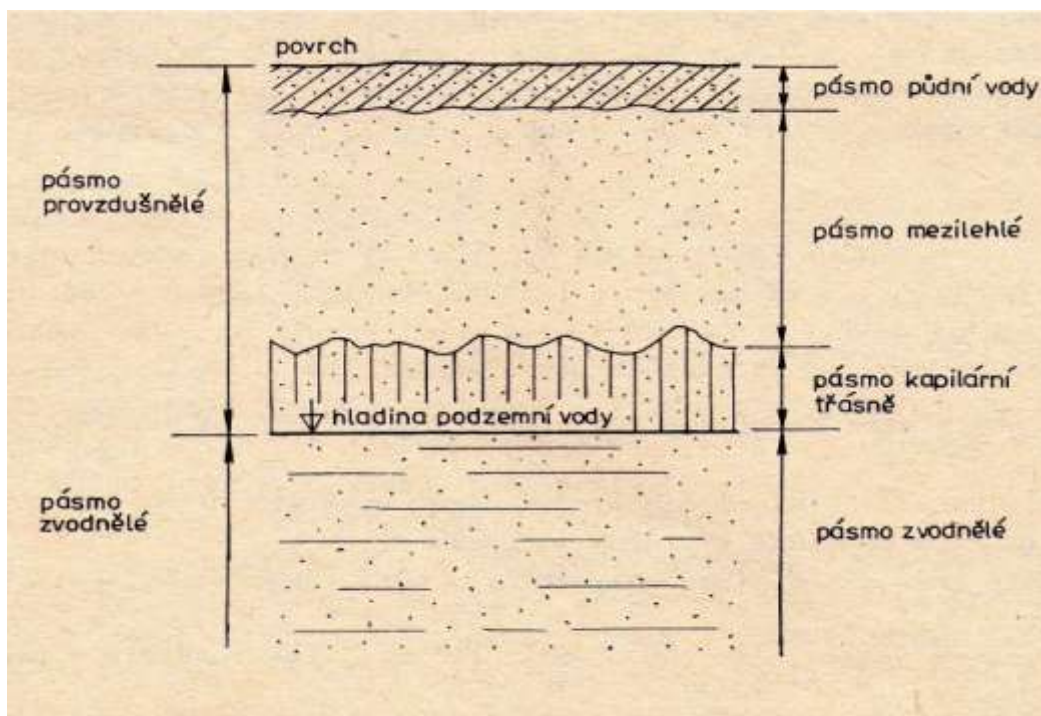
Geologické prostředí s ustáleným prouděním v rozpukáných horninách je jednou z hlavních podmínek umožňující vznik gejzírů, jelikož pukliny tvoří cesty pro jejich zásobení vodou. Gejzíry zde plní funkci specifického způsobu odvodnění hydrogeologické struktury. Odvodnění těchto struktur je často ovlivněno antropogenními vlivy. Gejzíry jako jejich součást pak mohou být zranitelné vůči těmto vlivům.

Cílem této práce je shromáždit dostupné informace o způsobu, jak gejzíry fungují, a to jak horké, tak studené. Gejzíry jsou dosti vzácným jevem nacházejícím se pouze na několika místech naší planety, kde se vyskytují podmínky vhodné pro vznik tohoto úkazu. Významné lokality jsou jednou z dalších kapitol, které tato práce popisuje.

2. PODZEMNÍ VODA A JEJÍ VLASTNOSTI

2.1 Původ podzemní vody

V přírodě se vyskytuje několik druhů vod. V základě ji dělíme na atmosférickou, povrchovou a podzemní. Mezi atmosférickou vodu řadíme déšť, sníh, kroupy, mlhu a vodní páru. Povrchovou vodu dělíme na tekutou, což jsou potoky, řeky, rybníky, jezera či moře a vodu tuhou, kam řadíme sníh, led, ledovce a jinovatku. Podzemní voda je pod zemským povrchem a tvoří podzemní hydrosféru bez ohledu na to, zda vytváří souvislou hladinu. Dle původu se dělí na vadosní, tedy vodu ze zemského povrchu, fosilní, neboli uzavřenou starou podzemní vodu, regenerovanou, která vzniká metamorfosou hornin, a poslední, vodu juvenilní, jež pochází z magmatu (Candra, Dovolil 1964). Napájení podzemních vod je dáno infiltrací atmosférických srážek, kondenzací vodních par podzemní atmosféry a přínosem juvenilní vody. V prostředí průlinové a puklinové propustnosti prochází infiltrovaná voda nejprve provzdušněným pásmem, které přechází kapilární obrubou do nádrže podzemní vody, tedy do zvodněného pásma (Urbánek J., Urbánek P. 1970). Toto schéma je znázorněno na obrázku 1. Množství infiltrované vody závisí hlavně na podnebí, rostlinném pokryvu, geologických poměrech, způsobu obhospodařování půdy a další. Napájení podzemní vody kondenzací a přínosem juvenilní vody je v poměru k množství podzemní vody dotované infiltrací nepatrné a není třeba s ním počítat (Urbánek J., Urbánek P. 1970). Juvenilní vody jsou významné pro studium některých geochemických jevů, např. vzniku rudních ložisek (Šilar 1992).

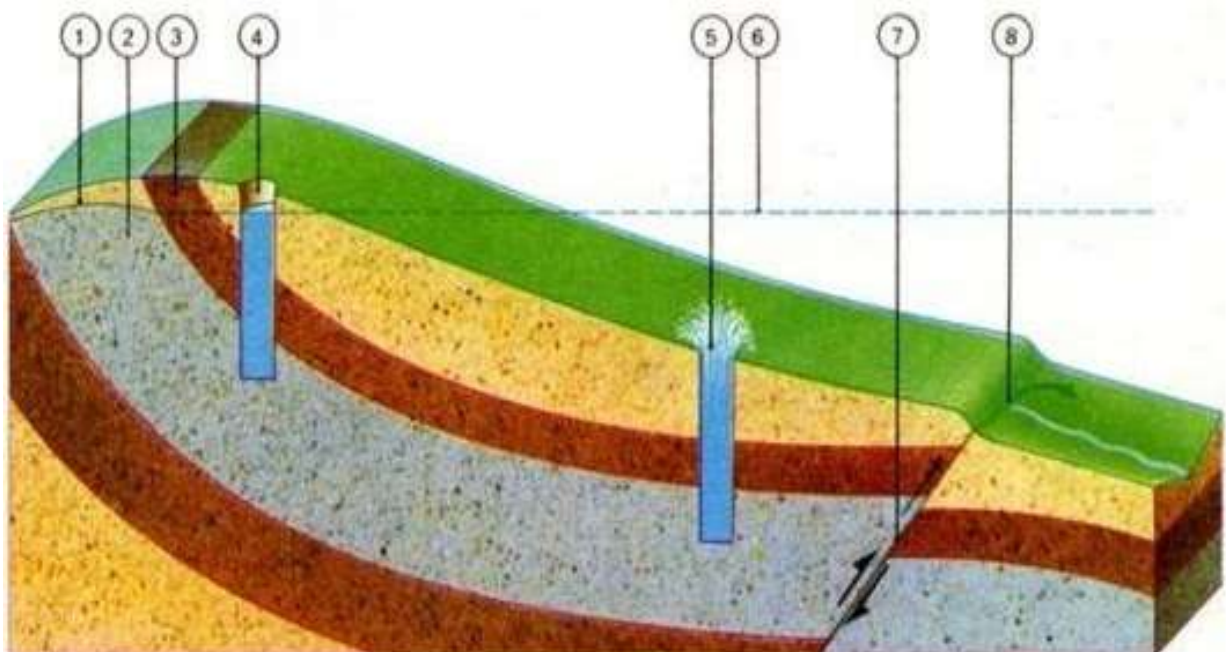


Obr. 1. Pásma podzemní vody pod zemským povrchem podle zvodnění a podle prostředí výskytu vody (Šilar 1992).

Podle minerálního složení dělíme podzemní vody na prosté a minerální. Prostá podzemní voda je voda s běžným obsahem rozpuštěných tuhých látek, plynů a mikroorganismů. Minerální voda se liší od prosté podzemní vody množstvím nebo druhem rozpuštěných tuhých látek a plynů nebo teplotou (Hynie 1961).

Podzemní voda se vyskytuje v horninovém prostředí v soustavě puklin, průlin nebo dutin. Obsah vody záleží na schopnosti horniny přijímat vodu. Složení podzemní vody, její pohyb a výskyt je ovlivněn strukturním uspořádáním hornin a jejich složením (Šilar 1992). Horniny zadržující vodu se nazývají nepropustné. Horniny, které vodu předávají dál horninového okolí, jsou propustné. Propustnost je dále rozlišována na puklinovou, průlinovou a krasovou. Propustnou horninu schopnou shromažďovat vodu a dále ji vést označujeme za hydrogeologický kolektor. Hornina, která má vůči okolí výrazně nižší propustnost je izolátor. Vodní útvar vyplňující kolektor nazýváme zvodní a její povrch je hladinou podzemní vody (Leopold 1997). Hladina může být volná, pokud je tlak na hladině podzemní vody stejný jako atmosférický, nebo napjatá, pokud je tlak na povrchu hladiny vyšší. Volná hladina tvoří ekvipotenciální plochu, tj. plochu o stálém napětí (Urbánek J., Urbánek P. 1970). Vyšší tlak na hladině podzemní vody u nádrží s napjatou hladinou se projeví při jejím naražení vystoupením hladiny do úrovně vyšší, než v jaké byla naražena. Hodnotu výstupné výšky vody nazýváme artéským napětím a měříme ji v artéských vrtech, neboli piezometrických trubcích (Pačes 1982). Podzemní voda, která po navrtání vystoupí do vyšší úrovně, než ve které byla navrtána, je voda napjatá. Vystoupí-li voda až nad terén, nazývá se artéskou vodou. Příklad artéského vrtu zobrazuje Obr. 2. Vrty, ve kterých podzemní voda vystupuje nad terén účinkem tlaku, se nazývají artéské.

Vznik nádrže podzemní vody s napjatou hladinou je podmíněn existencí vhodně uložených nepropustných podložních i nadložních vrstev, mezi kterými se nacházejí propustné horniny. Artéské zvodně pánevních struktur pod úrovní erozivní báze číslujeme od povrchu do hloubky, první zvodně je obvykle hlavní nádrž podzemní vody. Zvodně nad erozní základnou se při číslování neuvažují (Urbánek J., Urbánek P. 1970).



Obr. 2. Schéma artéského systému. 1 – hladina podzemní vody, 2 – kolektor, 3 – izolátor, 4 – studna, 5 – přepad vyvěrající vody, 6 – piezometrická úroveň, 7 – zlom, 8 – pramen. (Jelínek 2011).

2.2 Pohyb vody v horninách

Podzemní prostory, jež voda vyplňuje, mají různé tvary i velikosti a ovlivňují pohyb a výskyt vody v horninách. Pro poznání hydrogeologických poměrů tyto prostory rozdělujeme do tří základních kategorií, a to na průliny, pukliny a krasové dutiny (Pačes 1982). Jako průliny jsou označovány mezery mezi zrnny zpevněných i nezpevněných sedimentů. Pukliny jsou plochy diskontinuity, které vznikají ve zpevněných horninách působením napětí vyvolaném tektonickými silami, větráním, gravitací či smršťováním v důsledku chladnutí nebo vysychání (Hynie 1963). Krasové dutiny vznikají v rozpustných horninách chemickým a fyzikálním rozpouštěním v důsledku působení proudící vody (Domenico, Schwartz 1997). Podle tohoto rozdělení se tedy i propustnost hornin dělí na průlinovou, puklinovou a krasovou a stejně se dělí i podzemní voda. Velikost dutin ovlivňuje rychlost a typ proudění. V zásadě však můžeme říct, že v krasových dutinách je proudění turbulentní, v puklinách nastává proudění laminární až turbulentní a v průlinách proudění laminární (Šilar 1992).

Odvodnění podzemní vody může být buď přirozené, nebo umělé. V přírodě probíhá převážně plynulým příronem podzemní vody a prameny do otevřených vodotečí (Candra, Dovolil 1964). Příronem dochází k odvodnění v úrovni erozivní základny největší části podzemní vody. Vodnost toku tímto způsobem sílí (Urbánek J., Urbánek P. 1970). Také může docházet k soustředěnému příronu pomocí pramenů. Část podzemní vody je spotřebována rostlinami, chemickými pochody, výparem nebo také hydratací minerálů (Candra, Dovolil 1964). Podzemní odtok se velmi podstatně podílí na celkovém odtoku v povrchových tocích (Freeze, Cherry 1979). Odtok podzemní vody nelze měřit přímo. Lze jej měřit až po opětovném výstupu na povrch, např. vydatnost pramenů (Šilar 1992). Velká část však vyvěrá skrytě a tvoří základní odtok, který je částí celkového odtoku měřený jako průtok povrchových toků (Šilar 1992). Z území tvořených propustnými horninami uniká část podzemní vody do okolí, aniž je zahrnuta v celkovém odtoku ze zkoumaného povodí. Umělé odvodňování se realizuje jímacími zařízeními svislými, které zahrnují např. studny, nebo vodorovnými, jako jsou drenáže (Pačes 1982).

2.3 Chemické a fyzikální vlastnosti podzemní vody

Zásadním faktorem je původní složení infiltrované vody. Také záleží na přítomnosti mikroorganismů, organických látek nebo plynů. Dále se posuzuje petrografický charakter horninového prostředí, ve kterém voda proudí (Kříž 1983). Nesmíme zanedbat ani vliv teploty a tlaku, které ovlivňují formování podzemní vody, stejně tak jako mísení podzemních vod (Candra, Dovolil 1964).

Vlastnosti vody dělíme do dvou základních skupin. První skupinou jsou fyzikálně-chemické vlastnosti, ke kterým patří např. teplota, tlak, elektrická vodivost, pH nebo oxidačně-redukční potenciál Eh (Šilar 1992). Druhou skupinou jsou vlastnosti chemické, mezi které řadíme koncentrace rozpuštěných látek a biologické oživení, kam řadíme viry, bakterie a nižší i vyšší organismy.

2.3.1 Fyzikálně – chemické vlastnosti

Teplota vody v přírodě se pohybuje od 0°C do několika set °C s ohledem na hloubku, tepelnou vodivost hornin, tlak a také na koncentraci rozpuštěných látek. Je to významná veličina pro termodynamickou analýzu fyzikálně-chemického stavu vody. Dále je využívána pro účely lázeňství nebo jako geotermální zdroj.

Tlak podzemní vody se pohybuje mezi tlakem litostatickým a hydrostatickým. Běžně je určován hydrostaticky. Voda může být stlačena horninami či tektonickými pohyby v uzavřených kolektorech

sedimentárních pánví, tlak je tedy vyšší než hydrostatický. Jedná se o tzv. geotlakové systémy. Tlak podzemních vod se pohybuje od 10^5 Pa do několika desítek 10^6 Pa.

Elektrická vodivost roztoků je závislá na teplotě roztoku, jeho druhu a koncentraci iontů. Udává se v jednotkách mikrosiemens/cm, $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ při teplotě 25°C . Hodnoty měrné vodivosti běžných podzemních vod se pohybují v desítkách až stovkách $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. S teplotou vodivost stoupá. Měrná vodivost je mírou koncentrace roztoku, a protože její měření pomocí konduktometru je jednoduché a lze ho automatizovat, používá se tato vlastnost často jako jeden ze základních parametrů jakosti vod.

Faktor pH je bezrozměrná veličina. Měří se pomocí pH-metru neboli upraveného potenciometru. Měří se elektrický potenciál mezi skleněnou měřicí elektrodou a standardní nasycenou kalomelovou elektrodou. Jedná se o míru chemické aktivity vodíkových iontů v roztoku. Aktivita vodíkových iontů je mírou jejich molární koncentrace. Většina přírodních vod má pH 4 až 9, jsou však známy i velké výkyvy na obě strany.

Oxidačně redukční potenciál Eh je mírou oxidačně-redukčního stavu vody. Rozpuštěné látky mění svůj oxidační stav během chemických reakcí probíhajících ve vodě. Dochází k výměně elektronů mezi látkami oxidovanými a látkami redukovanými. Potenciál vzniklého elektrického proudu měříme upraveným voltmetrem pomocí dvou elektrod ponořených do roztoku. Změřenou hodnotu vztaženou k potenciálu tzv. standardní vodíkové elektrody označujeme symbolem Eh a nazýváme ji oxidačně-redukčním potenciálem vody. Hodnotu Eh udávanou ve voltech určuje v přírodních vodách poměr koncentrací oxidovaných a redukovaných látek. Čím je hodnota Eh nižší, tím je přírodní voda redukovanější, čím je hodnota vyšší, tím je oxidovanější. Podzemní vody mívají v hloubkové zóně Eh $-0,3$ až 0 V, v přechodné zóně 0 až $0,25$ V a v oxidační zóně nad $0,25$ V.

(Celá tato podkapitola je vzata ze skript Šilara 1992)

2.3.2 Chemické vlastnosti

Koncentrace rozpuštěných prvků je základní chemickou vlastností vod. Látky rozpuštěné ve vodě se podle rozdílných hledisek mohou dělit na látky organické a anorganické, kationty a anionty nebo třeba látky přirozené a umělé, podřadné a stopové (Šilar 1992). Všechny látky mohou v různých vodách spadat do rozdílných skupin. Hlavní přirozené anorganické kationty ve vodách jsou Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , hlavními anorganickými anionty jsou Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} (Kříž 1983). Tyto látky obvykle tvoří téměř celý podíl minerálního obsahu vod (Hudak 2005). Koncentrace se pohybují v rozmezí desítky mg/l až první desítky g/l. Zbytek minerálního obsahu tvoří tzv. stopové prvky. Těmi mohou být všechny prvky Mendělejevovy soustavy prvků. Část těchto prvků je soustředěna v suspendovaných částicích, část je v pravém roztoku (Pačes 1982). Zároveň je ve vodách rozpuštěno velké množství plynů. Největší význam mají plyny O_2 , H_2S , CO_2 , NH_3 , H_2 a Rn (Šilar 1992). Stále častěji se v přírodních vodách vyskytují umělé látky v důsledku znečišťování životního prostředí. Významné chemické vlastnosti jsou acidita a alkalita. Aciditu vod tvoří volné silné kyseliny a nedisociované slabé kyseliny rozpuštěné ve vodě (Šilar 1992). Převážně je způsobena přítomností CO_2 ve formě H_2CO_3 (Appelo, Postma 2005). Podle Šilara (1992) je při pH nad 4,5 obsah acidity ve vodách zanedbatelně malý. Alkalita je mírou obsahu disociovaných slabých kyselin ve vodě. Významné jsou anionty CO_3^{2-} , HCO_3^- , OH^- , H_3SiO_4^- , H_2PO_4^- , H_2BO_3^- . Pokud je pH vody větší než 8,3, alkalita je tvořena téměř ze sta procent ionty HCO_3^- (Šilar 1992).

3. HYDROGEOLOGICKÉ STRUKTURY

Hydrogeologickou strukturou nazýváme geologické prostředí, v němž nastává ucelené proudění podzemní vody od místa infiltrace do místa odvodnění (Hynie 1961). Komplexní hydrogeologická struktura zahrnuje infiltrační území, cesty podzemní vody, popřípadě akumulace podzemní vody a odvodnění (Pačes 1982). Za nádrž podzemní vody označujeme nahromadění vody v dutinách kolektoru o velké mocnosti a velkém plošném rozsahu. Dále také rozeznáváme hydrogeologické struktury s dílčími částmi celkového proudění (Šilar 1992). Franko a kol. (1975) rozlišuje čtyři typy hydrogeologických struktur. Aplikuje toto rozdělení především ve vztahu ke genezi a oběhu minerálních vod, lze jej ale použít i v obecném smyslu pro podzemní vody.

První strukturou, kterou Franko a kol. (1975) popisuje, je otevřená hydrogeologická struktura. Má infiltrační, akumulační a vývěrovou oblast. Je tedy stále doplňována přirozenou infiltrací a odvodňovaná v přirozených pramenech. K tomuto typu lze přiřadit hydrogeologické struktury v různých geologických prostředích s vodohospodářsky významnými zdroji podzemních vod (Šilar 1992).

Druhým typem jsou polootevřené struktury. Podle Franko a kol. (1975) mají jen infiltrační a akumulační oblast. Nejsou přirozeně odvodňované. Při umělém odvodnění se jejich podzemní voda doplňuje přirozenou infiltrací, např. hydrogeologické struktury s napjatými až artéskými vodami v pánvích nebo příkopových propadlinách bez přírodního odvodnění, jejichž podzemní voda se až po navrtání či jiném způsobu naražení dostává do pohybu (Šilar 1992).

Další jsou polouzavřené struktury. Ty mají jen akumulační a vývěrovou oblast, tudíž jsou přirozeně odvodňované. Šilar (1992) uvádí jako příklad podzemní vody psefitických a psamitických hydrogeologických kolektorů uložených v souvrstvích s pelitickými izolátory v nadloží, což jsou často vody fosilního původu.

Poslední jsou uzavřené struktury. Ty podle Franko a kol. (1975) mají jen akumulační oblast a v přírodním stavu nejsou ani odvodňovány ani doplňovány. Zpravidla se jedná o minerální vody psefitických a psamitických kolektorů uzavřených v souvrství pelitických izolátorů, nebo stagnující podzemní vody o vysoké mineralizaci (Šilar 1992).

Hydrogeologické struktury mohou poskytovat za určitých podmínek zdroj podzemní vody. Zde je velmi důležitá vydatnost struktury, tedy množství vody, které ze struktury odečte za časovou jednotku a je přírodním způsobem trvale nahrazováno. Podle tohoto rozdělení mají gejzíry otevřenou hydrogeologickou strukturu se specifickým odvodněním.

Odvodnění hydrogeologických struktur je často ovlivněno lidským zásahem. Může dojít ke změně místa či výškové úrovně odvodnění, kontaminace vody antropogenní činností apod. (Soliman a kol. 1998). Právě gejzíry mohou být citlivou částí hydrogeologické struktury na tyto antropogenní vlivy, může hrozit ovlivnění jejich činnosti, případně až zánik, např. důlní činností nebo jinými hlubšími zemními pracemi, trhačími pracemi apod.

3.1 Hydrogeologické struktury v rozpukaných horninách

Oběh vody je podmíněn přítomností puklin, které vznikají v důsledku působení napětí v horninách při tektonických pochodech, tuhnutí vyvřelin nebo třeba i větrání. Pro správnou funkci a vůbec výskyt gejzírů je důležitá existence nikoli samotných puklin, ale celých puklinových systémů, které přivádějí vodu do kotle, kde dochází k ohřevu a následné erupci. Účinkem horninového tlaku propustnost hornin s hloubkou klesá (Šilar 1992). V hydrogeologických strukturách spjatých s tektonickými

poruchami však sahá oběh podzemní vody do hloubek několika set metrů, v některých případech dokonce až několika km. Při průzkumu výstupových cest podzemní vody těchto struktur je třeba dobré poznání tektonické stavby a jejího vývoje. Užitečnou se může ukázat i analýza drobné tektoniky zkoumané lokality (Šilar 1992).

3.2 Režim podzemních vod

Hydrologické procesy, které souvisí se zvyšováním nebo snižováním množství podzemních vod obsažených v horninách, popřípadě i v půdě, a s jejich pohybem v tomto prostředí, se projevují určitými změnami v čase a prostoru, souhrnně označovanými jako režim podzemních vod (Kříž 1983). Studium režimu podzemních vod zahrnuje sledování změn jednotlivých faktorů a zároveň změny v množství a kvalitě podzemních vod (Candra, Dovolil 1964). Nejdůležitější přirozené faktory jsou geologické, morfologické, klimatické, hydrologické, biogenní a půdní (Brassington 1998). Geologické faktory se většinou mění velmi pomalu. Jsou to např. tektonické procesy nebo přínos plynů. Výjimečně rychlé jsou epizodické faktory, ke kterým se řadí vulkanismus, zemětřesení a sesuvy. Tektonikou je dána vzájemná poloha hornin a horninových komplexů. Zvláštní vliv pak mají zlomy a jejich systémy, které mohou mít buď těsnící, nebo propustnou funkci. Díky těmto propustným systémům může docházet k mísení jednotlivých typů podzemních vod. Rychlé geologické procesy ovlivňují podzemní vody zcela náhle. Zemětřesení zpravidla ovlivňuje režim podzemní vody hlavně v okolí epicentra, jelikož právě zde dochází k největším změnám hydrogeologických struktur (Candra, Dovolil 1964). Zároveň se však může projevit i na obrovské vzdálenosti. Vulkanická činnost mění struktury velkým přínosem tepla a nových látek, což zároveň ovlivňuje chemické složení.

4. MINERÁLNÍ VODY

Za minerální se označují vody odlišující se od prostých vod chemickými či fyzikálními vlastnostmi. V úvahu se bere celková mineralizace, teplota, množství radonu a obsah některých rozpuštěných plynů (Šilar 1992). Každý stát má jiná kritéria. V České republice se za minerální považuje voda odpovídající kritériím, které upravuje zákon č. 164/2001 Sb. v platném znění, viz Tab. 1.:

Tab. 1. Chemické vlastnosti určující minerální vody.

Kritérium	Min. limit	Pojmenování
Celkový obsah rozpuštěných tuhých látek	1 g/l	vody minerální
Volný CO ₂	1 g/l	kyselky
Fe ²⁺	10 mg/l	vody železnaté
I	5 mg/l	vody jodové
As	0,7 mg/l	vody arzénové
Teplota	25 °C	teplíce, termy
Záření způsobené rozpadem radonu nebo jeho izotopy	1346,8 Bq/l	vody radonové

Na základě chemických a fyzikálních vlastností se minerální vody rozdělují a pojmenovávají. Novější názvosloví vychází z poměrného zastoupení jednotlivých iontů (Šilar 1992). Při pojmenovávání se vychází z molárního procentuálního zastoupení jednotlivých iontů. Iont s největším zastoupením se uvádí na prvním místě. V pořadí první anionty a poté následují kationty. V úvahu se berou pouze ionty zastoupené více než 20 molárními procenty. Běžně se neuvádějí rozpuštěné plyny, výjimku tvoří radon a voda ho obsahující se nazývá radonová.

4.1 Zřídelní struktury

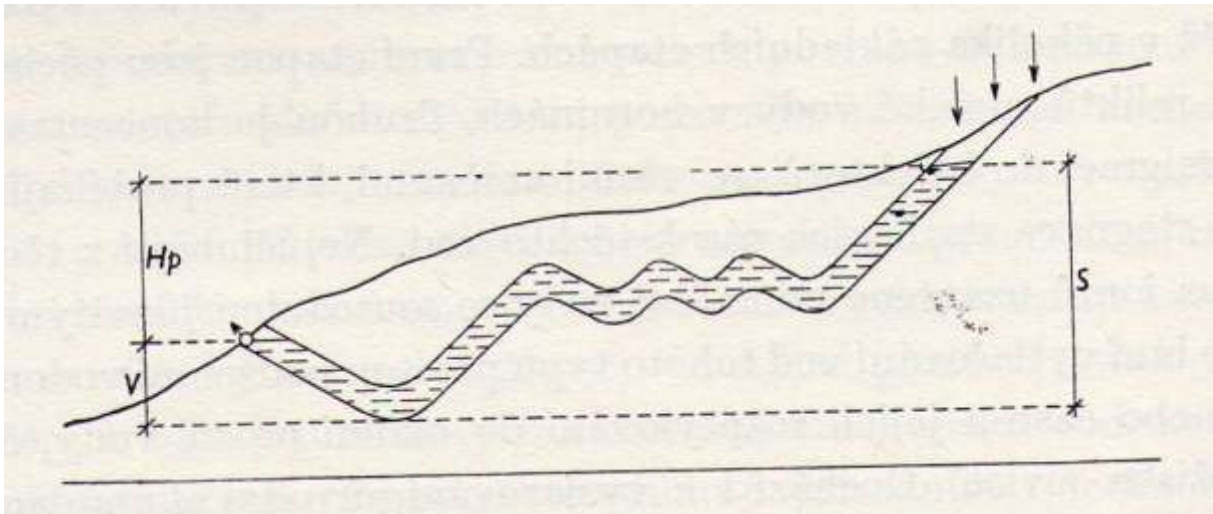
Ke vzniku minerálního zřídla je zapotřebí příznivé geologické struktury s přírodním hydrologickým mechanismem, který určuje pohyb podzemní vody za uplatnění činitelů komplexního tvoření minerální vody (Hynie 1963). Zřídelní strukturou nazýváme celé prostředí minerálního zřídla. Podle způsobu tvoření minerální vody rozlišujeme určité typy (Candra, Dovolil 1964).

Při tvorbě jednofázového typu se prostá voda plynule obohacuje látkami, které se uvolňují z horninového prostředí. V tomto případě zpravidla dochází k iontovýměnným pochodům (Hynie 1963). Typ složitější zřídelní struktury jednofázového formování minerálních vod v sedimentárních horninových komplexech znázorňuje Obr. 3. V rozsáhlejších a hlubších zřídelních strukturách nedochází zpravidla k plynulému formování minerálních vod kontinentálního typu během celé cesty od vsaku vzdušných srážek po výron minerální vody (Hynie 1963).

Dvoufázová tvorba zahrnuje postupné zvyšování mineralizace a zároveň zvyšování teploty podzemní vody. V pochodech tohoto formování se projevuje zejména sestup vody do hloubky. Druhou etapou je pak středně rychlý výstup minerální vody k povrchu (Candra, Dovolil 1964).

Třífázová tvorba je z hlediska funkce gejzírů nejdůležitější. V první etapě sestupuje prostá voda do hloubky. S hloubkou roste její mineralizace i teplota. Při druhé etapě dochází k obohacování vody plyny, a to hlavně CO₂ (Candra, Dovolil 1964). Díky tomu se zvyšuje její rozpustná schopnost

a formuje se výsledná mineralizace (Šilar 1992). Závěrečnou etapou je rychlý výstup vody na povrch. Výstupní cesty se neshodují s cestami, jimiž byla původní voda přivedena do pásma tvoření minerální vody.



Obr. 3. Zřídelní struktura jednofázového režimu. V – výstupní cesta, H_p – hydrostatický přetlak, S – sestupní cesta, ↓ - infiltrační oblast (Hynie 1963)

4.2 Pohyb minerální vody

Hlavním činitelem pohybu je hydraulický gradient (Šilar 1992). Obecně se zvyšováním teploty snižuje specifická hmotnost a viskozita ve srovnání s vodou studenou (Candra, Dovolil 1964). Proplyněné vody v hloubce vlivem snižování tlaku tento plyn postupně uvolňují. Čím rychleji voda vystupuje na povrch, tím rychleji klesá tlak a tím bouřlivěji se plyn uvolňuje. Šilar (1992) popisuje následný vznik směsi vody a bublin plynu. Tím se snižuje hmotnost, čímž je podmíněna vyšší výtlačná výška směsi. Při výstupu bubliny plynů značně svojí rychlostí předstihují výstupní rychlost vody. Pokud je množství uvolněného plynu veliké vzhledem k množství vody, dochází k periodickým erupcím gejzírového typu. U využívaných minerálních zřidel jsou erupce nežádoucí, jelikož poškozují výstupní cesty a narušují výstroj jímacího zařízení (Candra, Dovolil 1964). V případě gejzírů se však jedná o unikátní podívanou.

5. GEJZÍRY

V základě rozlišujeme dva druhy gejzírů. Prvním jsou horké gejzíry, jejichž pohon tvoří horká voda a pára. Druhou skupinu tvoří gejzíry studené, které jsou méně rozšířené. Energetický zdroj těchto gejzírů vytváří plyny uvolňující se z vody vlivem snižování tlaku.

Podobné jevy také můžeme pozorovat jinde v naší sluneční soustavě. Kupodivu to není na jiných planetách, ale na jejich měsících. Například Jupiterův měsíc Io zaznamenal erupci částeczek zmrzlé vody a plynů. Tyto gejzíry jsou nazývány jako kryovulkány. Předpokládá se, že eruptují z nádrží vody situované blízko povrchu. Erupce na povrchu vypadá jako sopečný sníh. (Geology.com 2011)

5.1 Horké (pravé) gejzíry

Horký gejzír je ventil vedoucí z podzemí na povrch země, který periodicky vyvrhuje sloup horké vody a páry způsobený přetlakem par v dutinách pod zemským povrchem. Informace o vnitřním ústrojí gejzírů nám mohou poskytnout průzkumné vrty v některých částech jejich povodí. Z dostupných informací vyplývá, že čerpací systémy leží blízko zemského povrchu v hloubce max. několik set kilometrů (Keefer 1971).

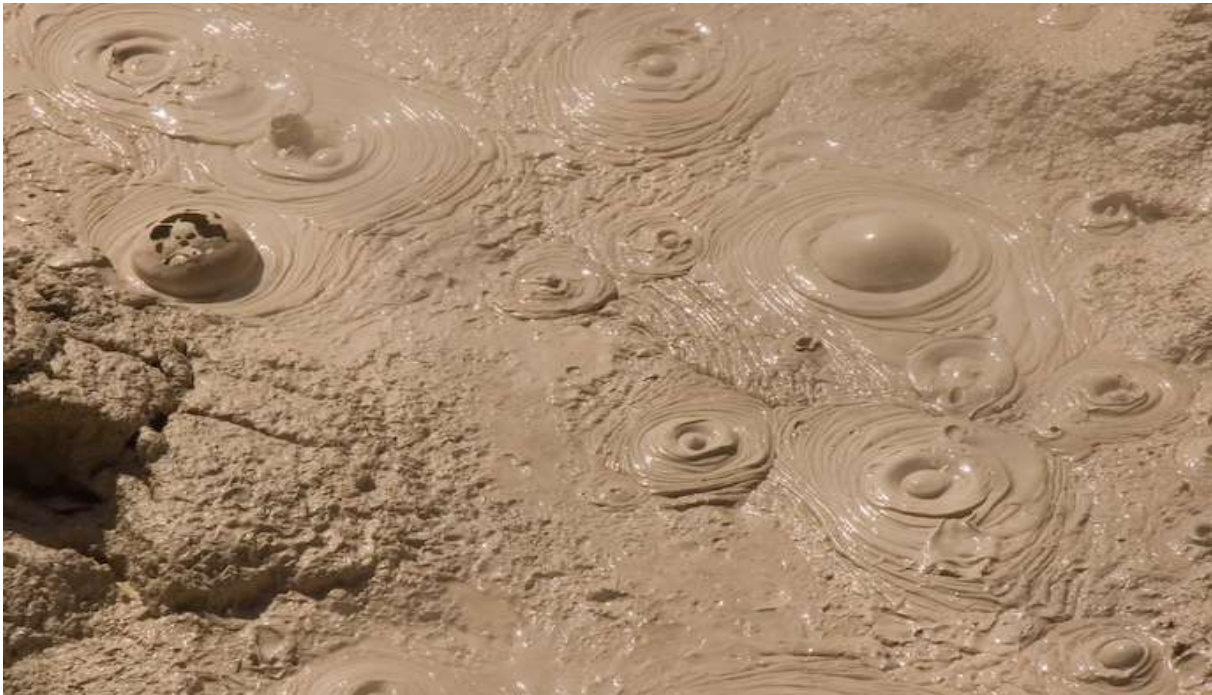
Žádné dva gejzíry nejsou stejně velké, nemají stejný tvar ani systém puklin. Proto se každý chová odlišně, hlavně co se týče frekvence erupcí a jejich jednotlivých délek. Stejně tak se liší i množství vyvržené vody. Během let se mohou měnit i gejzíry samotné. Jedním z faktorů ovlivňujících jejich činnost je množství energie, která se hromadí uvnitř gejzírů. Tato energie čas od času vytvoří přemíru výbušné síly, což může vést k demolici části systému. Některé erupce mohou být tak silné, že spolu s vodou do svého okolí vyvrhnou množství kamenů uvolněných z horninového prostředí.

Některé gejzíry eruptují tisíce litrů vody do výšky i 100 m (Geology.com 2011). Celosvětově nejznámější gejzír je Old Faithful, viz Obr. 4. Nachází se v Yellowstone National Parku v USA a exploduje každých 50 až 80 minut (Raye 2005). Většina gejzírů však vybuchuje nepravidelně, některé dokonce vzácně. Nejvyšší aktivní gejzír je Steamboat z parku Yellowstone. Některé jeho erupce dosahují výšky 90 m. Za posledních 20 let eruptoval méně než desetkrát (Geology.com 2011).



Obr. 4. Old Faithful, Yellowstone park, USA. (www.cpt12.org)

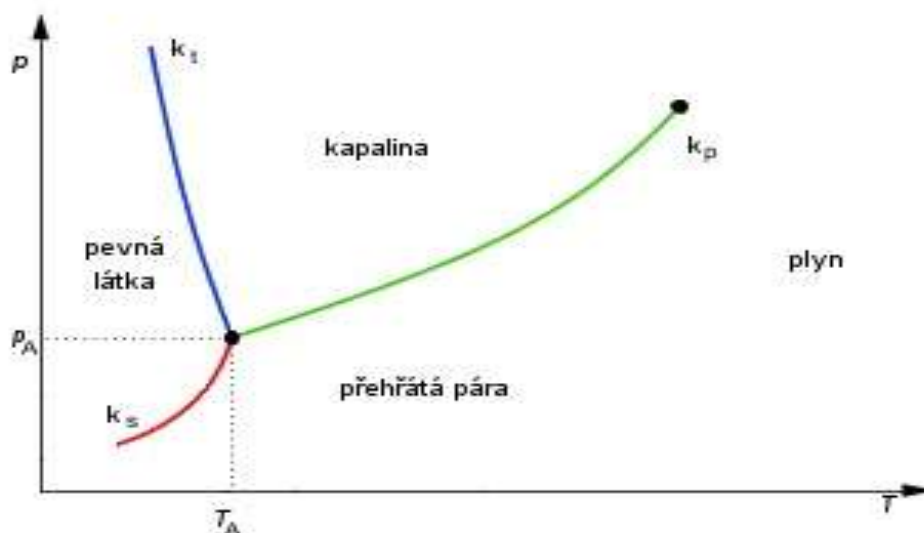
Gejzír je vzácný jev nacházející se jen na pár místech naší planety, kde se vyskytují podmínky vhodné pro vznik tohoto úkazu. Těmito podmínkami jsou hlavně horninové prostředí s vysokými hodnotami tepelného toku, rozsáhlý zdroj podzemní vody a pukliny, kudy je voda přiváděna. Pokud tyto základní podmínky nejsou přítomny ve správné konfiguraci, stále zde bude geotermální aktivita, ale nikdy nedojde ke vzniku gejzíru. Místo toho mohou vzniknout fumaroly, parní ventily nebo třeba „mudpots“. Při dostatečném zdroji tepla, ale nedostatku vody, vznikají fumaroly a parní ventily. Jedná se o projev sopečné činnosti, kdy je do okolí vypouštěn plyn obsahující páru, CO_2 a SO_2 , které během chladnutí unikají do atmosféry (Pačes 1982). Naopak pokud máme zdroj teplé vody a propustné horniny, vzniknou tzv. „mudpots“, které ukazuje Obr. 5. Voda se přehřívá a stoupá vzhůru skrz půdu, která je v těchto oblastech bohatá na sopečný popel a další jemné částice, a na povrchu tak vytvoří jílovitou směs (Keefler 1971). V lokalitách s gejzíry se obvykle objevují i všechny zmíněné úkazy.



Obr. 5. Mudpots, jeskyně Orakei Korako, Nový Zéland. (Dempsey 2011)

Pro pochopení funkce gejzíru je nutné porozumět vztahu mezi vodou a párou. Pára je plynná forma vody, jež vzniká ohříváním vody k bodu varu. Když se voda přemění v páru, v podzemních podmínkách dojde k expanzi, jelikož pára zaujímá asi 1600krát větší prostor než původní množství vody (Geology.com 2011). Erupce gejzíru je tedy poháněna reakcí přeměny vody v páru.

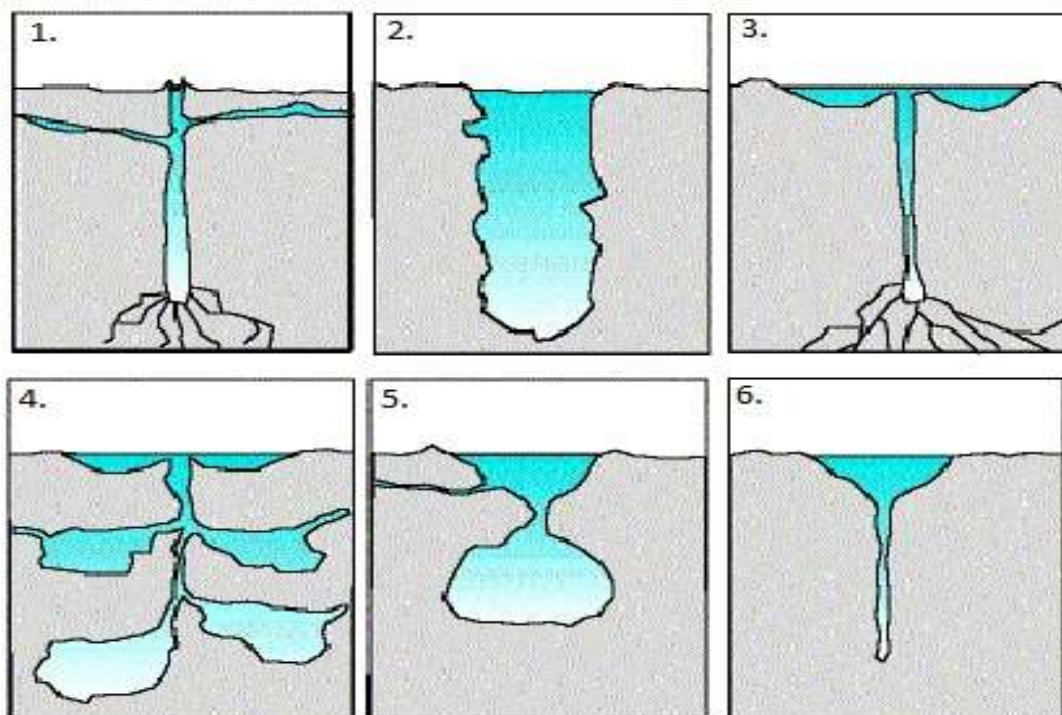
Celý proces začíná vsakem chladné vody do podloží. Při dosažení horkého skalního podloží se voda postupně ohřívá až k bodu varu. Protože děj probíhá hluboko v podzemí a nadloží spolu s přitékající chladnou vodou působí silný tlak, voda se tak mění na páru až vysoko nad bodem varu. Voda je dostatečně horká, aby se mohla změnit v páru, ale není schopna expandovat kvůli vysokému tlaku. Tento jev je známý jako „superheated“ (Geology.com 2011). V určitém momentu se voda dostatečně ohřeje, nebo působící tlak poklesne, což se obvykle stává v souvislosti s pohybem vody vzhůru. Následně se voda změní v páru s obrovskou rozpínací silou. Tato parní exploze vyvrhne vodu ven z ventilu jako gejzír. Závislost výskytu vody na tepelně-tlakových podmínkách popisuje Obr. 6.



Obr. 6. Fázový diagram vody. P – tlak, T – teplota, k_p – křivka syté páry znázorňující rovnovážný stav mezi kapalinou a párou, k_t – křivka tání znázorňující rovnovážný stav mezi pevným a kapalným tělesem téže látky, k_s – křivka sublimační znázorňující rovnovážný stav mezi pevným tělesem a sytou párou z téže látky. V průsečíku bodu T_A a P_A se nachází trojný bod, což je bod, ve kterém existují všechny tři fáze současně. Na konci křivky syté páry se nachází kritický bod, zde se ztrácí rozdíl mezi kapalinou a její párou. (Techmania 2011)

5.1.1 Typy rezervoárů

Vhodná nádrž je jednou z nedílných součástí systému pro správnou funkci gejzírů. Každý gejzír má složitý, unikátní rezervoár. Přesto existuje šest obecných tvarů nádrží, které ukazuje Obr. 7.



Obr. 7. Typy rezervoárů. (Rhinehart 1980)

První typ má jeden hlavní rovný vývod propojený s podzemní nádrží a s vyvýšeným kuzelem okolo ústí. Erupce gejzírů s takovým rezervoárem bývají typicky dlouhé a značně vysoké (Steepey 1996). Většinou vybuchují v poměrně pravidelných intervalech. Příkladem je gejzír Old Faithful z Yellowstoneského národního parku. To bylo zjištěno sondou, která byla vybavena tepelnými a tlakovými senzory. V hloubce 14 m sonda objevila jeskyni o velikosti většího automobilu vyplněnou silně vroucí vodou (Bryan 1995).

Čerpací systém druhého typu je hluboký a poměrně rovný. Gejzíry s tímto typem nádrže mají zpravidla prudké, krátké erupce, např. gejzír Round v Yellowstonu. Tento gejzír vybuchuje přibližně každých 8 hodin do výšky asi 25 m (Steepey 1996).

Třetí typ je podobný prvnímu. Na povrchu kolem ústí se ale navíc formují kužele vyplněné vodou jako kaluže. Kvůli tomu je jejich chování poněkud odlišné na rozdíl od sloupovitého gejzíru jako je Old Faithful nebo fontánové gejzíry jako Grand nebo Great Fountain v Yellowstonu (Rhinehart 1980).

Poslední tři druhy jsou typické pro fontánové gejzíry. Příkladem může být Great Geysir na Islandu. Gejzír s nádrží typu čtyři vybuchuje jako série explozí s přechodnými obdobími klidu. Jedná se o komplexní soubor vzájemně propojených nádrží, které se postupně vyprazdňují v různých intervalech (Rhinehart 1980). Typ pět a šest jsou další útvary pro fontánové a „pool“ gejzíry. Erupce obou těchto systémů jsou poměrně pravidelné a dlouhé, ale poklidné (Rhinehart 1980).

5.1.2 Erupce

Typ „pool“ a sloupový typ gejzíru jsou typickými zástupci, proto jsou nejlepším příkladem pro popis procesů vedoucím k erupci. Sloupové gejzíry mají o něco agresivnější erupce než gejzíry „pool“. Pokud gejzíry „pool“ zrovna neeruptují, vypadají jako klidná akumulace horké vody. Většina gejzírů má dva oddělené zdroje vody. První je velké množství mělké, studené vody a druhý, oddělený zdroj přinášející méně vroucí vody z hloubky (Keefe 1971). V kotli se voda promísí. Horká voda s nižší měrnou hmotností pohybující se vzhůru a voda studenější s větší hustotou pohybující se ke dnu. Kotel se plní za stálého ohřívání, dokud voda nedosáhne bodu varu pro danou hloubku. Konstantní zdroj tepla systém ohřívá, až dojde ke vzniku bublin páry a dalších plynů. Nejdříve bubliny stoupají vzhůru a pohybují se v systému poměrně snadno. V této fázi už můžeme vidět stoupající páru, která vychází z jádra gejzíru (Keefe 1971). S přibývajícím párou narůstá tlak v systému. Tlak se sníží uvolněním páry a vody ve formě hlavní erupce. Snížením tlaku dojde i ke snížení bodu varu pro zbytek vody v rezervoáru. Tato voda, která již byla na bodu varu, se vaří ještě více a tím se uvolňuje více páry. Taková pára se rozpíná a rezervoár se opět rychle vyprázdňuje. Erupce pokračují, dokud není nádrž kompletně prázdná nebo dokud teplota v systému neklesne pod bod varu. Po erupci se rezervoár opět začne pomalu plnit vodou.

5.1.3 Plyny v gejzírech

Plyny jsou přítomné v systému každého gejzíru. Jejich přítomnost může významně ovlivnit jejich chování. Nejhojnějším plynem je oxid uhličitý. CO₂ tvoří 80 – 100% všech plynů v jakémkoli gejzíru (Keefe 1971). Další plyny, které tvoří menší podíl, jsou například samotný kyslík, oxid uhelnatý, vodík, metan, dusík nebo sirovodík. (Allen, Day 1935). Většina plynů je sopečného původu, některé pocházejí z atmosféry. Přítomnost plynů může mít vliv na hydrostatický tlak v systému, což znamená, že voda může dosáhnout bodu varu při nižší teplotě než za normálních atmosférických podmínek (Kehew, 2001). Díky tomuto jevu je možné dosáhnout erupce, i pokud zdroj tepla není dostatečně intenzivní. Gejzíry, které jsou poháněny pouze přítomností plynu místo teploty se obvykle vyskytují

v oblastech produkujících ropu a zemní plyn (Steepey 1996). Takové gejzíry vyvrhují vodu a plyn, které jsou pod bodem varu za normálních atmosférických podmínek. Gejzíry mohou být poháněny různými plyny jako oxidem uhličitým nebo uhlovodíky. Tyto gejzíry často erupují nepravidelně (Steepey 1996).

5.2 Hlavní oblasti výskytu horkých gejzírů

Největší množství horkých gejzírů se nachází v pěti významných lokalitách, kterými jsou USA, Rusko, Chile, Island a Nové Zéland, viz Obr. 8. Všechny z těchto oblastí se nacházejí v místech geologicky nedávné vulkanické aktivity, a tedy i zdroje horkého skalního podloží, který je pro vznik gejzíru nezbytný.



Obr. 8. Mapa míst aktivních gejzírů. (Geology.com 2011)

5.2.1 Yellowstonský národní park, USA

Yellowstone je největší lokalita s výskytem gejzírů. Nachází se zde tisíce horkých pramenů a 200 – 500 gejzírů, což je přibližně polovina všech gejzírů na světě (Rinehart, 1980; Bryan, 1995). Nejvíce se jich nachází na území státu Wyoming, další pak ve státech Montana a Idaho.

Přibližně před 600 000 lety zde výbuch sopky vytvořil kalderu 45 km širokou, 60 km dlouhou a několik set metrů hlubokou (Keefer 1971). Poté láva začala vytékat z trhlin a vyplňovat vzniklou kalderu. Magmatický krb, který živil sopku, stále existuje asi 6 km pod Yellowstonem a je zdrojem tepla pro dnešní geotermální činnost (Luhr 2004). Tento geologický moment vedl k vytvoření mnoha přírodních divů Yellowstonského národního parku. Velké zásoby tepla vyprodukované obrovskou erupcí zapříčinily vznik termálních a parních jevů, díky kterým je Yellowstonský park tak známý. Na formování tohoto území se také podílelo kontinentální zalednění. Yellowstone byl zaledněn nejméně třikrát, naposledy asi před 8500 lety (Keefer 1971).

Neobvyklé koncentrace gejzírů, horkých pramenů, „mudpots“ a fumarol dělají z Yellowstonského parku jednu z nejnavštěvovanějších přírodních zajímavostí již po několik století. Spočítat všechny termální jevy zde je prakticky nemožné. Keefer (1971) odhaduje jejich počet mezi 2 500 a 10 000, podle toho od jaké velikosti tyto útvary bereme v úvahu. V závislosti na tektonických a vulkanických událostech mohou čas od času některé útvary zaniknout a nové se objevit.

To ale neplatí pro gejzír Old Faithful, překládáný jako „starý věrný“, který ještě nevynechal ani jednu erupci. Za celá desetiletí co je pozorován, exploduje každých 50 až 80 minut (Raye 2005). Další známé gejzíry z této oblasti jsou například Africa Geysir, Steam Valve Geysir, Echinus Geysir, Minute Geysir, Hardin Geysir, Steamboat Geysir atd.

5.2.2 Údolí gejzírů, Rusko

Údolí se nachází na Kamčatském poloostrově a patří do světového dědictví UNESCO. Jedná se o jedinou oblast gejzírů v Euroasii a zároveň druhou největší oblast po Yellowstonském parku. Oblast objevila Tatyana Ustinovová roku 1941 (Glennon 2004). Údolí se rozkládá podél řeky Gejzernaja až k jejímu soutoku s řekou Šumnaja.

Nachází se zde přibližně 200 gejzírů, velké množství horkých pramenů a tzv. věčných chrličů (Glennon 2004), na ploše 7 km² (Mehta 2007). Jako všechny oblasti s výskytem gejzírů, i tato je spojena s vulkanickou aktivitou. Pro tuto lokalitu jsou typické erupce, které nenajdeme jinde na světě. Většina z nich vyvrhuje vodu pod úhlem na rozdíl od gejzírů z jiných lokalit, které erupují přímo vzhůru. Údolí gejzíru bylo z velké části zničeno roku 2007 při masivním sesuvu, který zavalil téměř dvě třetiny údolí (Mehta 2007). Na místě sesuvu vzniklo termální jezero. Jeden z největších gejzírů této oblasti, Velikan Geysir, naštěstí nebyl poškozen a je stále aktivní (Glennon 2004).

5.2.3 El Tatio, Chile

Lokalita je situována v Andách ve výšce 4 320 m n. m., kde se nachází i mnoho aktivních sopek (Luhr 2004). S více než 80 gejzíry, což je asi 8 % všech gejzírů na světě, je El Tatio největší lokalitou na jižní polokouli, po zániku velkého množství gejzíru na Novém Zélandu, a třetí největší na světě (Glennon, Pfaff 2003). Vodní rezervoár se nachází uvnitř sopečných hornin a je kryt nepropustnými vrstvami. Voda vystupující na povrch podél zlomů dosahuje teploty přibližně 86 °C, což je bod varu vody v této nadmořské výšce (Luhr 2004). Společným rysem gejzírů z oblastí El Tatio jsou poměrně nízké erupce, které průměrně dosahují výšky málo přes 1 m, nejvyšší pozorovaná erupce dosáhla přibližně výšky 6 m (Glennon 2004).

5.2.4 Island

Island leží na styku dvou litosférických desek, a to Severoamerické a Euroasijské (Obr. 9). Projevy vulkanické činnosti, jako jsou sopečné erupce, výrony plynů nebo zemětřesení, jsou tedy zaznamenávány denně. Na Islandu můžeme najít jedny z největších gejzírů na světě. Spolu s horkými prameny jsou rozesety po celém ostrově, hlavně pak v severovýchodní a jihovýchodní části ostrova (Dobra, Pinka 2004).



Obr. 9. Rozhraní tektonických desek na území Islandu. (Fenomén 2012, 2011)

Mnoho gejzírů můžeme najít v oblasti Haukadalur (Glennon 2004). Zde se také nachází nejznámější gejzír světa Great Geysir, díky němuž označení gejzír vzniklo. Geysir byl poprvé pojmenován roku 1294 (Luhr 2004). I když se v posledních 10 000 letech v této lokalitě neprojevovala sopečná aktivita, teplota pod povrchem může dosáhnout až 240 °C (Luhr 2004). Roku 1915 činnost gejzíru ustala, od té doby se střídala období klidu a aktivity v závislosti na zemětřeseních v dané oblasti. Po zemětřesení v červnu roku 2000 byla obnovena činnost tohoto gejzíru a nyní eruptuje několikrát denně v rozmezí 5 – 8 hodin (Glennon 2004).

Ve stejné lokalitě jako Geysir se nachází i velmi známý gejzír Strokkur. Ten se stal činným během zemětřesení v roce 1789 a jeho erupce byly pravidelné až do roku 1896, kdy další zemětřesení zablokovalo přívod vody (Luhr 2004). Jeho činnost byla znovu obnovena roku 1963 místními obyvateli, kteří vyčistili přívodovou cestu pro vodu (Luhr 2004).

5.2.5 Taupo Volcanic Zone, Nový Zéland

Sopečný pás Severního ostrova Nového Zélandu byl v posledních 10 000 letech místem mnohých explozivních erupcí (Luhr 2004). Vulkanická zóna ostrova je součástí pacifického „ohnivého kruhu“. Tak nazýváme oblast po obvodu Pacifické litosférické desky, měřící přibližně 40 000 km. Na styku Pacifické desky s okolními dochází místy ke tření či subdukcii, to je zdrojem vysoké vulkanické a seismické aktivity.

Podle Glennona (2004) v této lokalitě mohlo existovat až 200 gejzírů, dokud čerpání geotermální energie většinu z nich nezničila. Na začátku 20. století se zde nacházel největší gejzír, jaký byl kdy objeven, Waimangu (Glennon 2004). Waimangu byl činný pouze v letech 1902 – 1905 a vrhal vodu do výšek až 450 m s přestávkami 5 – 30 hodin (Luhr 2004). Aktivita tohoto gejzíru byla ukončena

sesuvem, který změnil výšku hladiny podzemní vody (Glennon 2004). Nejznámější gejzír dnešní doby je Te Horu, eruptující každou hodinu do výšky 40 m (Dobra, Pinka 2004).

5.3 Studené (nepravé) gejzíry

Aktivita studených gejzírů je podobná jako u gejzírů horkých. Rozdíl mezi nimi je v tom, že hnací silou gejzíru je plyn CO_2 a ne rozpínající se plyn uvolněný z vroucí vody. Voda obsahující CO_2 je omezena kolektorem, ve kterém jsou voda a CO_2 uzavřeny méně propustnými horninami (Hynie 1963). Jen na pár místech, jako jsou zlomy nebo vrty, může voda spolu s CO_2 uniknout ze zvodně na povrch (Glennon 2005). Pokud vrt vede skrz nepropustnou vrstvu do zvodně obsahující CO_2 , poskytuje cestu pro uvolnění přetlaku, takže CO_2 a voda vystoupí na povrch. Zlomy také mohou poskytovat cestu pro únik vody přesycené plyny do nadložních vrstev. Kombinace vlastností zvodně a čerpacích vlastností včetně hloubky, koncentrace CO_2 či vydatnost kolektoru nám dává různé rozsahy a četnosti erupcí (Glennon 2005).

Podobně jako expandující bubliny páry a dalších plynů u horkých gejzírů expanduje CO_2 z vody studené. Proti nestlačitelné bezplynné vodě je směs vody s plynem stlačitelná. Objem plynu se zmenšuje tlakem (Hynie 1963). U studených gejzírů vodní sloupec působí dostatečný tlak, aby udržel CO_2 v roztoku. Při snížení tlaku CO_2 uniká a bubliny tohoto plynu expandují. Toto je srovnatelné s přeměnou vody na páru u horkých gejzírů. Vrt pronikající do uzavřené zvodně se chová jako gejzír a můžeme očekávat artéský vývěr. Ke spontánnímu uvolňování CO_2 ve vodě dochází zpravidla teprve blíže povrchu, v hloubce nejvýš do několika desítek metrů (Hynie 1963). Uvolňováním CO_2 se energie rozpuštěného plynu mění v pohybovou energii. Když CO_2 s vodou dosáhnou povrchu, dojde k odplynění, což se projeví jako erupce a následné zbytkové „vření“ u ústí (Glennon 2005).

Většina studených gejzírů vznikla vrty, a proto se velmi málo z nich nachází v čistě přírodním prostředí. Často jsou vystaveny jako ozdoba parku ve stylu fontány. Příkladem může být gejzír v Herlanech na Slovensku. Jistým způsobem do této kategorie může patřit i vřídlo v Karlových Varech. Stejně jako ostatní zmíněné je poháněno vodou přesycenou CO_2 , ale liší se teplotou. Zatímco ostatní jsou studené vývěry, voda vřídla dosahuje teploty 73°C .

5.4 Hlavní oblasti výskytu studených gejzírů

Studené gejzíry, stejně jako horké, potřebují pro svou existenci několik speciálních podmínek, které jsou navzájem v souladu. U studených, neboli nepravých gejzírů, se jedná hlavně o zvodně uzavřenou mezi nepropustnými vrstvami, zároveň potřebuje zdroj plynu, nejčastěji CO_2 , který je hlavní hnací veličinou pro vyvolání erupce. I když je nepravých gejzírů mnohem méně, než těch pravých, horkých, stejně je můžeme vidět téměř po celém světě, a to například na Slovensku, Německu, Srbsku, Novém Zélandu nebo třeba v USA.

5.4.1 Herlanský gejzír, Slovensko

Jedná se o specifický typ gejzíru, odlišující se od typických horkých gejzírů, které se většinou nacházejí ve vulkanických oblastech, nízkou teplotou vody. Herlanský gejzír se nachází asi 30 km od Košic, jejich polohu můžeme vidět na Obr. 10.

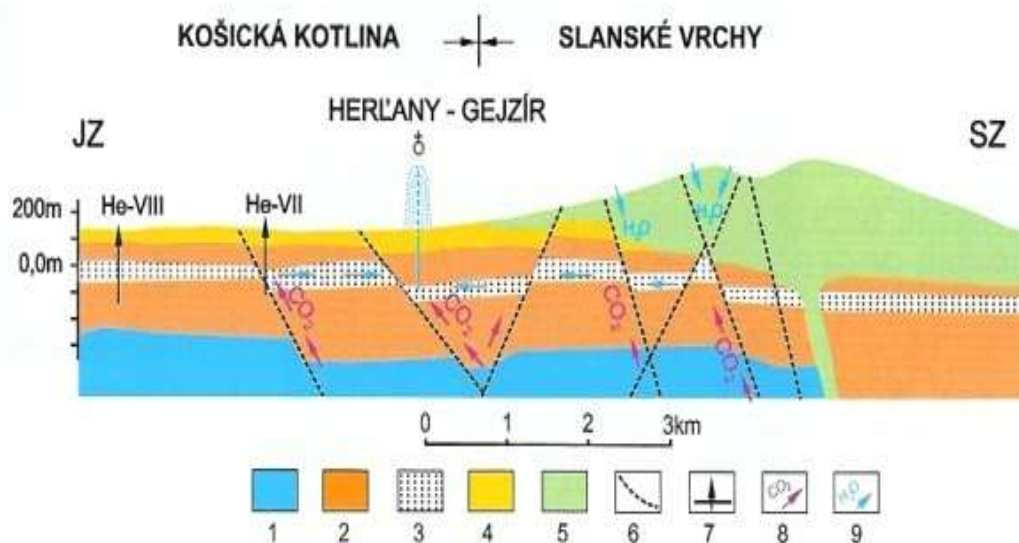


Obr. 10. Mapa Slovenska se zobrazením polohy Herlan. (commons.wikimedia.org)

První vrt byl zahájen roku 1870 a dosáhl hloubky 111 m (Dobra, Pinka 2004). K první erupci došlo v hloubce 172 m, další erupce pak následovaly v hloubkách 275 m a 330 m, kdy gejzír tryskal nepřetržitě 10 dní do výšky až 112 m (Dobra, Pinka 2004). Vrt byl ukončen roku 1875 v hloubce 404,5 m (Dobra a kol. 2007). Z počátku byl interval mezi jednotlivými erupcemi 8 – 9 hodin s vydatností 21 – 36 litrů za sekundu (Dobra, Pinka 2004). V současné době se intervaly pohybují okolo 30 hodin, v případě vydatných srážek se interval snižuje. Intenzita gejzíru kolísá mezi 25 – 30 litry za sekundu, erupce trvají přibližně 26 minut a dosahují výšky asi 15 m (Kříž 1983).

Území pokrývají sedimenty neogénu tvořené jíly, jílovci s polohami pískovců, tufů, tufitů a tufitických jíílů, které jsou na východ od Herlan překryté komplexem vulkanitů Slánských vrchů. V podloží nalezneme dolomity a vápence mezozoika (Kaličiak a kol. 1991). Při erupci je tedy na povrch vynášen jílovitý materiál obsahující hlavně křemen, plagioklas, dolomit a kaolinit.

Gejzír je zásoben srážkovou vodou, podzemní vodou a sycen oxidem CO_2 , který je energetickým zdrojem erupcí. Voda se sytí plynem a celý systém pracuje na principu sifonu. CO_2 postupuje podél zlomů z mezozoických souvrství v podloží, viz Obr. 11. Část CO_2 pochází z vulkanitů.



Obr. 11. Geologický řez Herlianským gejzírom. 1 – mezozoikum, 2 – sedimenty vrchního bádenu, 3 – písčité horizont v sedimentech vrchního bádenu, 4 – sedimenty vrchního sarmatu, 5 – vulkanity Slánských vrchů, 6 – zlomy, 7 – vrty, 8 – směry přívodu oxidu uhličitého, 9 – směry proudění podzemních vod. (Rudinec a kol. 1979)

Teplota i složení vody se během erupce mění. V době klidu gejzíru je teplota vody 12° - 13°C, na konci erupce se teplota pohybuje mezi 22° - 24°C (Hynie 1963). Při erupci narůstá vodivost a obsah CO₂, jak vyplývá z Tab. 2. Podle chemického rozboru z roku 1995 je voda natrium-chlorido-bikarbonátového typu. Voda je středně mineralizovaná. Obsahy jednotlivých složek jsou: volný CO₂ – 1385,08 mg/l, Fe – 8,10 mg/l, HCO₃ – 3002,08 mg/l, H₂S – 1,24 mg/l (Dobra, Pinka 2004). Kvůli přítomnosti H₂S je před erupcí i během ní cítit zápach zkažených vajec. Celková mineralizace pak dosahuje hodnoty 6350,32 mg/l (Dobra, Pinka 2004).

Tab. 2. Fyzikální parametry minerální vody během erupce Herlianského gejzíru ze dne 4. 10. 1994 (Dobra, Pinka 2004).

ČAS (hod.)	TEPLOTA (°C)	VODIVOST (mS/m)	CO ₂ (mg/l)
10.57	10,0	590	1601
10.59	16,5	780	544
11.04	17,0	815	N
11.07	17,2	830	N
11.10	17,2	830	N
11.12	17,6	825	N
11.15	17,5	800	677
11.18	17,5	790	936
11.20	17,6	780	1050
11.21	17,6	780	1107
11.23	17,5	760	1360
11.25	17,8	765	1403
11.27	17,5	730	1403

5.4.2 Gejzír Andernach, Německo

Andernach je největší studený gejzír na světě, jeho erupce dosahují výšek až 64 m (www.geysir-andernach.de). Oxid uhličitý pochází z relativně mladé vulkanické oblasti na výhodě pohoří Eifel. Okolo Namedyer Werth je velké množství zlomů umožňující CO₂ vystoupit přes jinak nepropustné břidlice. Při cestě k povrchu protne cestu podzemních vod, ve kterých se následně CO₂ rozpustí vlivem vysokého tlaku.

Stejně jako většina studených gejzírů i Andernach byl vyvrtán člověkem na přelomu let 1903 a 1904 do hloubky 343 m (www.geysir-andernach.de). Následně pak byla v Namedyer Werth vytvořena přírodní památka. Jednotlivé erupce trvají 8 minut a interval mezi erupcemi je přibližně 2 hodiny. Erupci gejzíru zachycuje Obr. 12.



Obr. 12. Gejzír Andernach, Německo. (commons.wikimedia.org)

7. ZÁVĚR

Ze shromážděných dat vyplývá, že gejzíry jsou na naší planetě celkem málo rozšířené. Příčinou je několik specifických podmínek, které musí být v dokonalém souladu, aby mohl vzniknout vzácný úkaz jako je gejzír, bez ohledu na to, o jaký typ se jedná. Těmito podmínkami jsou dostatečný zdroj vody, zdroj tepla a systém puklin, které přivádějí podzemní vodu do rezervoáru pro horké gejzíry. Zvodeň uzavřenou nepropustnými vrstvami a zdroj oxidu uhličitého pro gejzíry studené. Při erupci se tak gejzír stává nástrojem odvodnění hydrogeologické struktury.

Z geologického pohledu nejsou gejzíry dlouhotrvajícím jevem. Jejich existence je vázána na tektonickou činnost a další geologické procesy, které mohou vést jak k jejich vzniku, tak i k jejich zániku. I když gejzíry na planetě zaznamenávají jisté změny, je těžké jednoznačně oddělit vliv jednotlivých událostí na jejich chování. Gejíry vázané na geotermální oblasti jsou zpravidla dynamické povahy a mohou být využívány jako zdroj geotermální energie.

Účelem bakalářské práce bylo shrnutí dostupných informací o funkci, procesech je doprovázejících a místech výskytu gejzírů. Jelikož jsem neprováděla žádné vlastní měření, má tato práce čistě rešeršní charakter. Je ale nutno podotknout, že z geologického hlediska je o tomto fenoménu poměrně málo údajů a dané téma by si tak zcela jistě zasloužilo další průzkum.

8. POUŽITÁ LITERATURA

- Allen E. T., Day A. L., 1935. *Hot Springs of the Yellowstone National Park*. Publ. 466. Carnegie Institute of Washington, Washington D. C., 525 str.
- Appelo C. A. J., Postma D., 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution, 2nd edition*. A. A. Balkema Publishers, Amsterdam, the Netherlands, 649 str.
- Brassington R., 1998. *Field hydrogeology*. John Wiley and Sons, New York, USA, 248 str.
- Bryan T. S., 1995. *The Geysers of Yellowstone, 3rd Edition*. University Press of Colorado, Niwot, 463 str.
- Candra J., Dovolil M., 1964. *Hydrogeologie pro geology*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 225 str.
- Dobra E., Ďurove J., Pinka J., Slavkovský J., 2007. Od Herlianskeho gejzíru po overenie zdrojov geotermálneho potenciálu v Košickej kotline. In: *Acta Montanistica Slovaca*. Roč. 12, č. 1, 171-175 str.
- Dobra E., Pinka J., 2004. *Herlianský Gejzír a prírodné bohatstvo v okolí*. Elfa s. r. o., Košice, 102 str.
- Domenico P. A., Schwartz F. W., 1997. *Physical and chemical hydrogeology, 2nd edition*. John Wiley and Sons, New York, USA, 506 str.
- Franko O., Gazda S., Michalíček M., 1975. *Tvorba a klasifikácia vod západných Karpát*. GÚDŠ, Bratislava, 230 str.
- Freeze R. A., Cherry J. A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, USA, 604 str.
- Glennon J. A., Pfaff R. M., 2003. The extraordinary thermal activity of El Tatio Geysers Field, Antofagasta Region, Chile. In: *Geysers observation and Study Association Transactions*. Č. 8, str. 31-78
- Hudak P. F., 2005. *Principles of hydrogeology*. CRC Press. Boca Raton, USA, 236 str.
- Hynie O., 1961. *Hydrogeologie ČSSR I, Prosté vody*. Československá akademie věd, Praha, 562 str.
- Hynie O., 1963. *Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody*. Československá akademie věd, Praha, 797 str.
- Kaličiak M. a kol., 1991. *Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v M 1:50 000*. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
- Keefer W. R., 1971. *The geologic story of Yellowstone National Park*. U. S. Government Printing Office, Washington, 92 str.
- Kehew A. E., 2001. *Applied chemical hydrogeology*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, USA, 368 str.
- Kříž H., 1983. *Hydrologie podzemních vod*. Československá akademie věd, Praha, 289 str.
- Leopold L. B., 1997. *Water, Rivers and Creeks*. University Science Books, USA, 185 str.
- Luhr F. J., 2004. *Země*. Euromedia Group k. s. – Knižní klub, Praha, 520 str.
- Pačes T., 1982. *Voda a Země*. Československá akademie věd, Praha, 176 str.
- Raye J. K., 2005. Using Nonlinear Dynamics to Predict Old Faithful. In: *Mathematical and Computer Modelling*. Roč. 41, č. 6-7, str. 679-687.
- Rhinehart J. S., 1980. *Geysers and Geothermal Energy*. Springer-Verlag, New York, 223 p.

Rudinec R., Magyar J., Smetana J., 1979. *Sto rokov herlianskeho gejzíru*. Geologický průzkum 4/1979, Praha, str. 104-106.

Soliman M. M., LaMoreaux P. E., Memon B. A., Assaad F. A., LaMoreaux J. W., 1998. *Environmental hydrogeology*. CRC Press, Boca Raton, USA, 386 str.

Šilar J. a kol., 1992. *Všeobecná hydrogeologie*. Karolinum, Praha, 191 str.

Urbánek J., Urbánek P., 1970. *Základy geologie, pedologie a hydrogeologie*. Hydrometeorologický ústav, Praha, 182 str.

Zákon o přírodních léčivých zdrojích, zdrojích přírodních minerálních vod, přírodních léčebných lázních a lázeňských místech a o změně některých souvisejících zákon (lázeňský zákon) č. 164/2001 Sb.

INTERNETOVÉ ZDROJE:

Dempsey T., *New Zealand*.

(<http://www.photoseek.com/nz3.html>), 26. 8. 2011

Fenomen 2012., *Vulkanologové se obávají erupce Katly na Islandu*.

(http://fenomen2012.net/ostatni/prevzato/katla_island.htm), 22. 8. 2011

Geology.com, *What is a Geyser?*

(<http://geology.com/articles/geyser.shtml>), 12. 6. 2011

Glennon A. J., 2004. *World Geyser Fields*.

(<http://www.uweb.ucsb.edu/~glennon/geysers/world.htm>), 2. 8. 2011

Glennon A. J., 2005. *Carbon-Dioxide-Driven, Cold-Water Geysers*.

(<http://www.uweb.ucsb.edu/~glennon/crystalgeyser>), 22. 4. 2011

Jelínek J., Vysoká škola báňská – Technická univerzita, Ostrava, *Hydrosféra*.

(<http://geologie.vsb.cz/jelinek/tc-hydrosfera.htm#hydrosfera>), 22. 6. 2011

Mehta A., 2007. *Photo in the News: Russia's Valley of the Geysers Lost in Landslide*. National Geographic, (<http://news.nationalgeographic.com/news/2007/06/070605-geyser-valley.html>),

5. 8. 2011

Obr. Old Faithful, Yellowstone.

(http://www.cpt12.org/about/press_room_image_display.cfm?i=172), 22. 8. 2011

Streepey M., 1996. *Geysers and the Earth's Plumbing System*.

(<http://www.umich.edu/~gs265/geysers.html>), 13. 5. 2011

Techmania, Edutorium. *Fázový diagram*.

(http://www.techmania.cz/edutorium/art_exponaty.php?xkat=fyzika&xser=4d6f6c656b756c6f76e12066797a696b61h&key=613), 26. 8. 2011

Wikimedia.org. *Mapa Slovenska se zobrazením polohy Herlan*.

(http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Map_slovakia_herlany.png), 17. 8. 2011

Wikimedia.org. *Gejzír Andernach, Německo*.

(http://commons.wikimedia.org/wiki/Geysir_Andernach), 20. 5. 2011

Geysir Andernach. *Activity of the geyser*.

(<http://www.geysir-andernach.de/english/information-about-the-geyser/History/>), 1. 6. 2011