

Hidrogeológia

**Mádlné Dr. Szőnyi Judit
Dr. Czauner Brigitta
Dr. Simon Szilvia
Dr. Erőss Anita
Zsemle Ferenc
Pulay Eszter
Havril Tímea**

Hidrogeológia

írta Mádlné Dr. Szőnyi Judit, Dr. Czauner Brigitta, Dr. Simon Szilvia, Dr. Erőss Anita, Zsemle Ferenc, Pulay Eszter, és Havril Tímea

szerkesztő:

Mádlné Dr. Szőnyi Judit

Szerzői jog © 2013 Eötvös Loránd Tudományegyetem

E könyv kutatási és oktatási célokra szabadon használható. Bármilyen formában való sokszorosítása a jogtulajdonos írásos engedélyéhez kötött.

Készült a TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 számú, „E-learning természettudományos tartalomfejlesztés az ELTE TTK-n” című projekt keretében. Konzorciumvezető: Eötvös Loránd Tudományegyetem, konzorciumi tagok: ELTE TTK Hallgatói Alapítvány, ITStudy Hungary Számítástechnikai Oktató- és Kutatóközpont Kft.

Nemzeti Fejlesztési Ügynökség
www.ujszechenyiterv.gov.hu
06 40 638 638



A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.



Tartalom

A jegyzetben szereplő rövidítések magyarázata	vii
Előszó	ix
1. Bevezetés	1
1.1 A hidrogeológia tárgya, viszonya a hidrológiához	1
1.2 A hidrogeológia fejlődéstörténetének áttekintése	1
1.2.1 A mérnöki vagy műszaki hidrogeológia kezdetei	2
1.2.2 A természettudományos és mérnöki hidrogeológia párhuzamos fejlődése az 1960-as évekig	3
1.2.3 A természettudományos és mérnöki hidrogeológiai irányzatok közeledése és összeolvadása	4
1.2.4 A modern hidrogeológia és jövője	5
1.2.5 A regionális vízáramlások jelentősége a földtani folyamatokban	7
1.3 A hidrogeológia segédtudományai	7
1.4 A hidrogeológia környezettani jelentősége és alkalmazási lehetőségei	8
1.5 Ellenőrző kérdések	10
1.6 A fejezetben felhasznált irodalmak	10
2. A vízkörforgalom és a vízmérleg, Magyarország vízkészletei	12
2.1 A hidrológiai körfolyamat sajátosságai	12
2.1.1 Definíció, jellemzők	12
2.1.2 A vizek eredete a vízkörforgalom szempontjából	12
2.1.3 A vízkörforgalom folyamatai	12
2.1.4 Felszín alatti vizek a vízkörforgalomban	14
2.2 A vízmérleg-koncepció	18
2.2.1 Rendszerelvű megközelítés	18
2.2.2 A vízmérleg egyenlet	19
2.2.3 A hidrológiai rendszerek osztályozása	19
2.2.4 A felszín alatti vizek jelentősége a Föld vízmérlegében	20
2.2.5 Esettanulmány	21
2.3 Magyarország vízkészletei	23
2.3.1 Az ivóvízellátás fejlődésének rövid áttekintése	23
2.3.2 A termálvizek és ásványvizek Magyarországon	25
2.4 Ellenőrző kérdések	27
2.5 A fejezetben felhasznált irodalmak	28
3. Folyadékpotenciál, Darcy törvénye	29
3.1 Darcy kísérlete és törvénye	29
3.2 A folyadékpotenciál és a hidraulikus emelkedési magasság összefüggése	32
3.3 Kutakban végzendő mérések a folyadékpotenciál eloszlás meghatározására	35
3.4 Csatolt áramlások	37
3.5 Jelölések, dimenziók és mértékegységek	37
3.6 Ellenőrző kérdések	37
3.7 A fejezetben felhasznált irodalmak	38
4. A porózus közeg hidraulikai tulajdonságai, rétegzett rendszer, anizotrópia	39
4.1 Porozitás (n), hézagterfogatnyi tényező (e)	39
4.2 Áramlási intenzitás (q), vonalmenti sebesség (v)	40
4.3 Hidraulikus vezetőképesség (K), permeabilitás (k)	41
4.4 Permeabilitás lépték-, mélység- és időfüggősége	42
4.5 Hidrosztratigráfia	43
4.6 Heterogenitás, anizotrópia	44
4.7 Rétegzett heterogén közeg transzformációja	46
4.8 Hidraulikus vezetőképességi ellipszoid	49
4.9 A Darcy-törvény általános alakja	51
4.10 Ellenőrző kérdések	52
4.11 A fejezetben felhasznált irodalmak	52
5. A telített kőzetváz rugalmas tulajdonságai, a kőzetekből kinyerhető víz mennyisége	53
5.1 Kompresszibilitás és hatékony feszültség	53

5.1.1	Folyadék kompresszibilitása (β)	54
5.1.2	Hatékony feszültség	54
5.1.3	Porózus közeg kompresszibilitása (α)	55
5.2	A kőzetekből kinyerhető víz mennyisége	56
5.2.1	Fedett víztartók: fajlagos tározás (S_0) és tározási tényező (S)	57
5.2.2	Szabadtükrű víztartók: fajlagos hozam (S_y) és fajlagos visszatartás (S_r)	59
5.3	Egyéb formációtulajdonságok	59
5.3.1	Transzmisszivitás (T) fedett és szabadtükrű víztartókra	59
5.3.2	Diffúziós állandó (D)	60
5.4	A levezetett hidraulikai paraméterek gyakorlati meghatározása	61
5.5	Ellenőrző kérdések:	61
5.6	A fejezetben felhasznált irodalmak	61
6.	A felszín alatti vízáramlást leíró egyenletek	62
6.1	Az áramlási egyenletek, a stacioner/permanens és a tranziens/nem-permanens állapot	62
6.2	Stacioner felszín alatti vízáramlás telített porózus közegben	63
6.2.1	Az áramlási egyenlet levezetése stacioner esetre	63
6.2.2	Tranziens felszín alatti vízáramlás telített porózus közegben	65
6.3	Ellenőrző kérdések:	67
6.4	A fejezetben felhasznált irodalmak	67
7.	Áramképek és szerkesztésük	68
7.1	Az áramképek felépítése, összetevői, és készítésének célja	68
7.2	Homogén, izotróp közeg	68
7.2.1	Az áramlási mező és a határfeltételek meghatározása	69
7.2.2	Az áramkép megszerkesztése	70
7.2.3	Q számítása homogén-izotróp közegre, ha ismert K	70
7.2.4	Az áramkép ellenőrzése	72
7.2.5	A homogén-izotróp áramkép szerkesztés szabályainak összefoglalása	72
7.3	Heterogén, izotróp közeg, tangens törvény	73
7.4	Anizotróp közeg	74
7.4.1	Áramtér transzformáció	74
7.4.2	Áramlási irány meghatározása	77
7.4.3	Az anizotrópia hatása az áramképre	78
7.5	Ellenőrző kérdések	78
7.6	A fejezetben felhasznált irodalmak	79
8.	A tranziens állapot megnyilvánulásai a felszín alatti vízrendszerben	80
8.1	A stacioner és a tranziens áramlás kialakulásának feltételei	80
8.2	A felszín alatti vízszintváltozások típusai	81
8.3	A vízszintváltozások megjelenítése	82
8.3.1	Talajvízszint- és potenciometrikus kontúrtérképek ($h(x,y,t)$ t: t_1, t_2)	82
8.3.2	Vízszintkülönbség-térképek ($\Delta h(x, y, \Delta t)$ Δt : t_1, t_2)	82
8.3.3	Vízszintmélység térképek $d(x, y, t)$	83
8.3.4	Hidraulikus keresztmetszvények $h(s, z, t)$	83
8.3.5	Hidrográfok vagy kútidősorok $h(t)$; $d(t)$	84
8.4	A felszín alatti vízszint-változások okai	87
8.4.1	Változások a tározott vízkészletben	89
8.4.2	Zavarok a kutakban	94
8.5	Ellenőrző kérdések:	96
8.6	A fejezetben felhasznált irodalmak	96
9.	Légnyomás- és tengerszint változás hatása, barometrikus és árapály határfok	97
9.1	A légnyomásváltozás hatása fedetlen víztartóra	97
9.2	Levegőpárna csapdázódás fedetlen víztartóban	97
9.3	A légnyomásváltozás fedett víztartóra gyakorolt hatása	98
9.4	Árapály határfok	99
9.5	Ellenőrző kérdések:	100
9.6	A fejezetben felhasznált irodalmak	101
10.	A kőzetváz, mint regionális áramlási közeg és a hidraulikus folytonosság	102
10.1	A kőzet, mint porózus közeg	102
10.1.1	A porozitás osztályozása	102

10.1.2 A porozitás mértékét szabályozó tényezők	102
10.1.3 A kőzetekben a porozitást kialakító és befolyásoló tényezők	103
10.1.4 A porozitás mértéke a kőzetekben	105
10.2 A kőzet, mint regionális áramlási közeg: az átlag-porozitás (n) és a relatív elemi térfogat (REV) fogalma	105
10.3 A hidraulikus folytonosság	107
10.3.1 A hidraulikus folytonosság definíciója	108
10.3.2 A hidraulikus folytonosságot elfedő tényezők	108
10.3.3 A hidraulikus folytonosság koncepciójának kialakulása	108
10.3.4 A hidraulikus folytonosság bizonyítékai	111
10.3.5 A hidraulikus folytonosság következményei	113
10.4 Ellenőrző kérdések	113
10.5 A fejezetben felhasznált irodalmak	114
11. Stacioner vízáramlás vízgyűjtő medencékben	116
11.1 Történeti háttér	116
11.2 Az egységmedence	117
11.2.1 Az egységmedence alapvető tulajdonságai	117
11.2.2 Hidrodinamikai paraméterek az egységmedencében	119
11.3 Kis vízgyűjtő vagy összetett medence	120
11.3.1 A kis vízgyűjtő medence alapvető tulajdonságai	120
11.3.2 Áramlási rendszerek és hidraulikai rezsimeik összetett medencékben	122
11.4 A hidrogeológiai környezet elemeinek hatása a felszín alatti vízárámképre	125
11.4.1 A medence geometriájának hatása a felszín alatti vízárámképre	125
11.4.2 A földtani felépítés hatása a felszín alatti vízárámítás geometriájára	127
11.4.3 A klíma hatása a felszín alatti vízárámképre	130
11.5 Esettanulmány a Duna-Tisza közéről	130
11.6 Ellenőrző kérdések	131
11.7 A fejezetben felhasznált irodalmak	132
12. Bevezetés a felszín alatti vizek kémiájába	133
12.1 Alapfogalmak	133
12.1.1 Mértékegységek	133
12.1.2 Aktivitás és a koncentráció	134
12.1.3 Ásványok oldhatósága	134
12.2 A vízkémiai elemzés eredményeinek bemutatási módjai a hidrogeológiában	136
12.2.1 A vízkémiai elemzések hibája	137
12.2.2 A vízkémiai elemzések ábrázolása	138
12.3 A felszín alatti víz kémiai összetételét meghatározó kémiai folyamatok	140
12.3.1 Az elsődleges kémiai folyamatok	140
12.3.2 Hidratáció	142
12.3.3 Másodlagos kémiai folyamatok	144
12.4 A vízkémiai fáciés	146
12.5 A felszín alatti vizek összetételét, a vízkémiai fáciést befolyásoló tényezők	147
12.5.1 A folyamatokat szabályozó tényezők	147
12.5.2 A geológia hatása a vízkémiára	148
12.5.3 Az éghajlat hatása a vízkémiára	148
12.6 A vízkémiai jelleg és a különböző vízrezsím-körülmények összefüggése	149
12.7 A vízkémiai jelleg különböző rendű áramlási rendszerekben és a Chebotarev-sorozat	149
12.8 Ellenőrző kérdések	150
12.9 A fejezetben felhasznált irodalmak	150
13. Hidrológiai környezet, felszínalatti vízrezsím, a felszínalatti vizekkel kapcsolatos folyamatok, hatások, jelenségek	151
13.1 A hidrogeológiai környezet	151
13.2 A felszínalatti vízrezsím jellemzői	151
13.3 A felszín alatti víz, mint földtani hatótényező	152
13.3.1 In-situ kölcsönhatás a felszín alatti víz és a közvetlen környezete között	152
13.3.2 Áramlás: a szisztematikus szállítás és elosztás mechanizmusa	153
13.4 A felszín alatti vizek által előidézett jelenségsoportok	154
13.4.1 Hidrológiai és hidraulikai	155

13.4.2 Kémiai és ásványtani	158
13.4.3 Növénytani jelenségek	159
13.4.4 Talaj- és kőzetmechanikai, geomorfológiai jelenségek	160
13.4.5 Szállítási és felhalmozódási jelenségek	162
13.5 A felszín alatti vizek megcsapolódásához köthető jellegzetes jelenségek részletes bemutatása	163
13.5.1 Elsődleges és másodlagos jellemzők kiáramlási területek esetében	163
13.5.2 Megcsapolódási jelenségek a hidrogeológiai környezet függvényében	164
13.6 Ellenőrző kérdések	168
13.7 A fejezetben felhasznált irodalmak	169

A jegyzetben szereplő rövidítések magyarázata

Név	Jelölés	Mértékegység
Keresztmetszet	A	m ²
Aktivitás (kémia)	a	mol/kg
Rugalmassági modulus	B	Pa
Barometrikus határfok	B	-
Vízartó vastagsága	b	m
Árapály határfok	C	-
Diffúziós állandó	D	m ² /s
Szemcseátmérő	d	m
Vízszint mélysége	d	m
Energia	E	J
Hézagterfogati tényező	e	-
Standard potenciál (kémia)	E ⁰	mV
Redoxpotenciál (kémia)	Eh	mV
Evapotranspiráció	ET	m/nap
Folyadékpotenciál	Φ	m ² /s ²
Gravitációs állandó	g	m/s ²
Vertikális nyomás gradiens	γ	Pa/m
Aktivitási koefficiens (kémia)	γ	-
Hidraulikus emelkedési magasság	h	m
Ionerősség (kémia)	I	mol/l
Hidraulikus vezetőképesség	K	m/s
Egyensúlyi állandó (kémia)	K	-
Permeabilitás	k	m ²
Távolság vagy hosszúság	l	m
Dinamikus viszkozitás	μ	kg/ms
Tömeg	m	kg
Koncentráció (kémia)	m	mol/kg
Porozitás	n	%
Effektív porozitás	n ₀ , n _{eff}	%
Nyomás	p	Pa
Folyadéknyomás	p _{foly}	Pa
Hidrosztatikus nyomás	p _{hidr}	Pa
Vízhozam	Q	m ³ /s
Hőáramsűrűség	q	W/m ²
Áramlási intenzitás	q	m/s
Sűrűség	ρ	kg/m ³
Sugár	r	m
Felszín alatti víz hozzáfolyása	r	m/óra

Tározási tényező	S	-
Fajlagos tározás	S_0	l/m
Út	s	m
Felszín alatti víz leszívás	s	m
Effektív feszültség	σ_e	Pa
Teljes feszültség	σ_T	Pa
Telítettségi index (kémia)	SI	-
Fajlagos visszatartás	S_r	%
Fajlagos hozam	S_y	%
Hőmérséklet	T	°C
Transzmisszivitás	T	m ² /s
Összes oldott anyag tartalom (kémia)	TDS	mg/l
Térfogat	V	m ³
Szilárd térfogat	V_s	m ³
Teljes térfogat	V_t	m ³
Pórustérfogat	V_v	m ³
Fluidum térfogata	V_w	m ³
Sebesség	v	m/s
Munka	W	J
Helyzeti magasság	z	m
Töltés (kémia)	z	-
Porózus közeg kompresszibilitása	α	1/Pa
Folyadék kompresszibilitása	β	1/Pa
Nyomásemelkedési magasság	ψ	m

Előszó

A Hidrogeológia jegyzet a tudományegyetemek földtudományi és környezettan alapszakos hallgatóinak íródott. Bár az anyag megközelítését tekintve természettudományos szemléletű, a műszaki felsőoktatási intézmények is használhatják annak érdekében, hogy hallgatóik széleskörű ismereteket szerezzenek a felszín alatti vizek tárgyköréből. A jegyzetet a leendő geográfus és a hidrológus szakembereknek is ajánljuk, hiszen, mint látni fogják, a hidrogeológia mára messze túllépett eredeti víznyerési céljain, és környezetünk és felszíni vizekkel kapcsolatos folyamatok megértésében alapvető fontosságú tudományterületté vált.

A tananyag bemutatása során célunk, hogy bevezessük a hallgatóságot a vízföldtan, vagy más néven hidrogeológia alapfogalmaiba. Tárgyaljuk a témakör fizikai, kémiai elméleti alapjait és alapösszefüggéseit. Az összefüggések alkalmazását illusztráljuk is annak érdekében, hogy ezzel a gyakorlati munkát előkészítsük. Az anyagban vázoljuk a felszín alatti medencerendszerekben gondolkodó modern hidrogeológia elveit. Ez a szemlélet adja a korszerű hidrogeológia kereteit, túlmutat a korábbi víztartókhöz kötődő gondolkodáson. Ezáltal lehetőséget kínál arra, hogy a felszín alatti vizeket is rendszerelven szemléljük, és a természeti rendszerek működési mechanizmusába építve értsük meg a régiót érintő folyamatokat. A tárgy keretében komoly hangsúlyt fektetünk arra, hogy a hidrogeológia természettudományos jelentőségét, környezettudományi fontosságát alátámasszuk. A tárgy elvégzésével szerzett ismeretek megalapozzák a környezetföldtani tárgyak hallgatását, és előkészítik a mesterképzésben folytatható hidrogeológiai tanulmányokat.

E jegyzet nem jöhetett volna létre Tóth József professzor nélkül, aki révén a modern hidrogeológia elveivel pályám kezdetén megismerkedhettem. Külön öröm számomra, hogy a jegyzet megírásában jelenlegi és korábbi tanítványaim közreműködtek, akik a modern hidrogeológiai gondolkodáson „nőttek fel” és erre alapozva végzik kutató- és oktató munkájukat.

Mádlné Szőnyi Judit

egyetemi docens

1. fejezet - Bevezetés

1.1 A hidrogeológia tárgya, viszonya a hidrológiához

A hidrológia tág értelemezésben a föld és a víz kapcsolatával foglalkozó tudomány, amely a víztömegek globális, szférákon belüli és azok közötti szállítódását elemzi. A hidrológia a vízkörforgalom folyamatainak és a szállítódó víztömegek mennyiségi és minőségi kérdéseinek megértésére törekszik a globálistól egészen a lokális léptékig. A hidrológia szűk értelmezésben a felszíni vizekkel (tavak, folyók, mocsarak stb.) kapcsolatos jelenségekkel foglalkozó tudományterület.

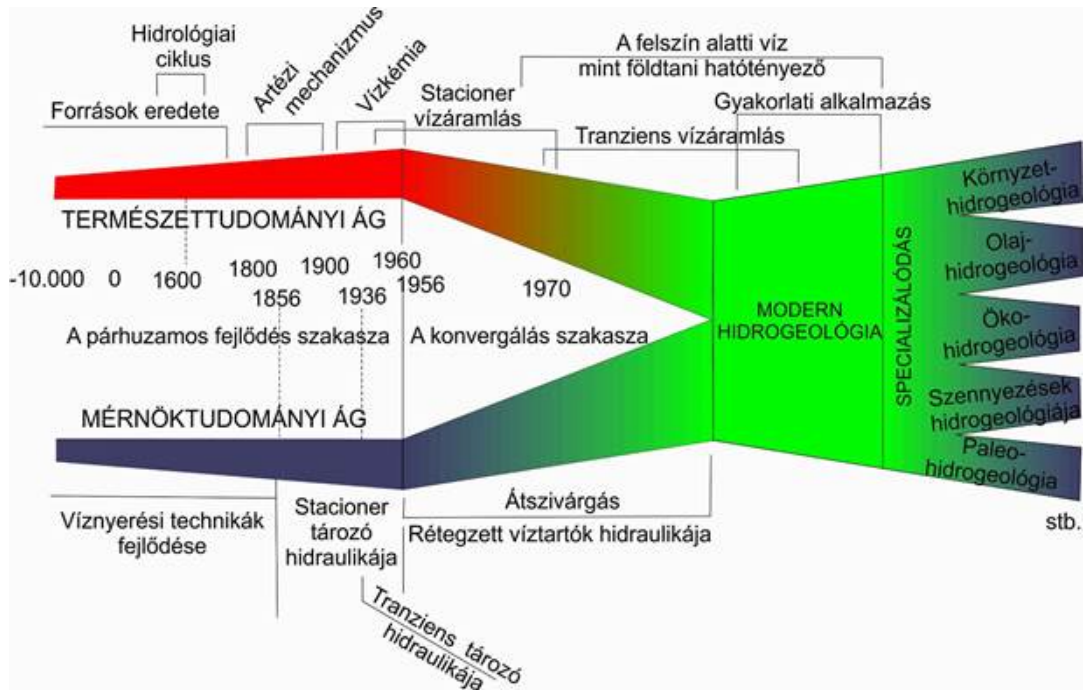
Ehhez képest a hidrogeológia vagy vízföldtan egyetlen szférára, a litoszférára összpontosít; úgy definiálhatjuk, mint a felszín alatt tárolt és mozgó víz tudományát. A hidrogeológia szorosan kapcsolódik a hidrológiához, hiszen a felszín alatti vizek a vízkörforgalom szerves részét képezik. A felszín alatti vizek mennyiségtani kérdéseivel a geohidrológia foglalkozik. Ugyanakkor számos egyéb vonatkozása is van a hidrogeológiának, hiszen a felszín alatti vizek földtani, fizikai, kémiai folyamatai is tárgykörébe tartoznak (1.1. ábra). Felszín alatti víz alatt az összes földfelszín alatt található vizet értjük egészen addig a mélységig, ameddig szabad víz előfordulhat.



1.1. ábra: A hidrológia, geohidrológia és a hidrogeológia viszonya (Tóth, 1984 nyomán)

1.2 A hidrogeológia fejlődéstörténetének áttekintése

A tudománytörténeti áttekintés jelentősége, hogy tudjuk honnan indult és hol tart ma a hidrogeológia tudománya (1.2 ábra). A fejlődést négy fő időszakra oszthatjuk. Az első szakasz a kezdetektől egészen a XX. század közepéig tartott, amikor a mérnöki és műszaki hidrogeológia egymás mellett párhuzamosan fejlődött. Az 1960-as évektől kezdett a két irányzat közeledni egymáshoz. Az 1990-es évekre bekövetkezett az addig független irányzatok összeolvadása, azaz a mai modern hidrogeológia kialakulása.



1.2 ábra: A hidrogeológia fejlődéstörténetének áttekintése (Tóth, 2009)

Az ezredfordulótól kezdve a modern hidrogeológián belül – mely közös ismeretelméleti alapot adott a tudományterületnek – megkezdődött a differenciálódás és a szakosodás. Így közös alapon fejlődhetett ki új tudományterületeként a szennyezések hidrogeológiája, a szénhidrogénnel foglalkozó olajhidrogeológia, az ökohidrogeológia. De megjelent a környezeti-hidrogeológia, a paleohidrogeológia, az érc kutatásra, vagy a talaj- és kőzetmechanikai problémák megoldására szakosodó hidrogeológia.

1.2.1 A mérnöki vagy műszaki hidrogeológia kezdetei

Az emberiség először, mint fogyasztási cikkel találkozott a felszín alatti vizekkel. Ismert, hogy az egyiptomiak már i.e. 3500-3000 között megfigyeléseket végeztek a Níluson. Ugyanakkor a folyóvizekben, tavakban szűkülő területeken – a felszín alatti vizek természetes előbukkanásai – a források teremtettek lehetőséget az életre, a letelepedésre. Időszámításunk előtt 3000-ban az első favázás fűrógép kínai feltalálói, már tudatosan dolgoztak azon, hogy a kőzetekben tárolt vizet berendezésükkel a felszínre hozzák. Bambusz rudakból készült fűrócsövekkel több száz méter mélységből képesek voltak vizet termelni.

Iránban i.e. 2500 körül nagyszabású víznyerő létesítményeket – szivárgókat/ kanatokat – létesítettek alluviális területeken ivóvízellátási, öntözési célokból. A kanat nem más, mint felszín közeli lejtős alagút. Egy domboldal víztartó rétegéből indul és a gravitáció útján szállítja a vizet több száz méterrel távolabbi területekre gyakorlatilag párolgási veszteség nélkül. Az alagútba körülbelül százméterenként függőleges aknák mélyülnek. Ezek az alagút kiválásakor keletkező törmelék eltávolítását, a szellőzést és az alagút megközelítését szolgálják. A kanat átlagosan 350-400 ezer l/nap vizet szállított az iráni városokba a sivatagi forráságtól védett mélységekben. 1933-ban még kanatok biztosították Teherán teljes vízellátását. A Közel-Keleten ma is használják ezeket a rendszereket, – korszerűsített kivitelben – mert az éghajlati és földtani körülmények miatt ma sem könnyű jobb megoldást kitalálni a vízellátásra. Számos ősi vízkiemelő eszközt is használnak ma is a térség kistermelői, ilyen az i.e. 250 körül feltalált Archimedes-csavar, melynek teljesítménye egy kis dízel meghajtású szivattyúnak felel meg.

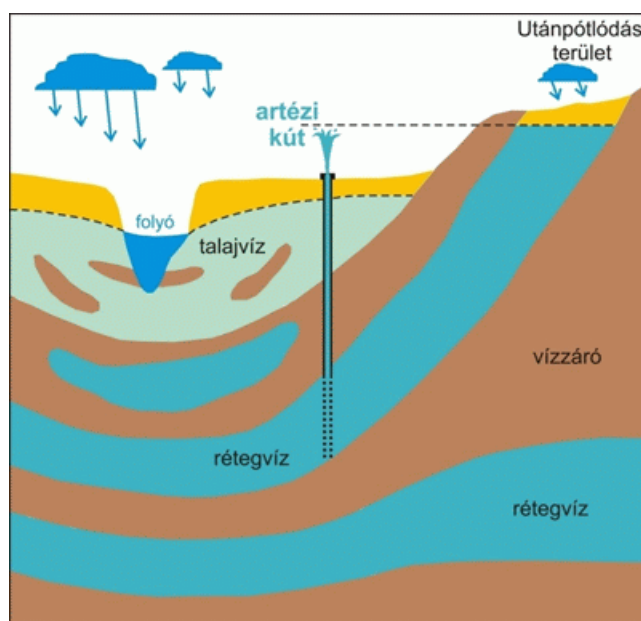
A Római Birodalomban i.e. IV. sz. - i.sz. III. sz. között vízvezetékek épültek a forrásvizek távolabbi területekre vezetésére. E rendszerek is a korszerű vízellátás alapjait jelentik.

1.2.2 A természettudományos és mérnöki hidrogeológia párhuzamos fejlődése az 1960-as évekig

A fejlett víznyerési technológiákkal szemben a mélységi vizek eredetére vonatkozó ismeretek a reneszánszig, a XVII. századig tévutakon jártak. Ez a hidrogeológia spekulatív korszaka. Első és alapvető kérdés a források eredete volt. Kezdetben az ún. tengervíz elmélet uralkodott, miszerint a mélységi vizek a tengerekből folynak a hegyek alatti csatornákon keresztül a szárazföldek irányába. Ezt a nézetet vallotta Homeros (i.e. VIII. sz.), Thales (i.e. 650), Platon (i.e. V. sz.), sőt Kepler még 1619-ben is. A légnedvesség lecsapódásából származtatta a felszín alatti vizeket Aristoteles (i.e. IV. sz.), Seneca (i.e. I. sz.), de meglepő módon Descartes (XVII.sz.) és Volger még 1877-ben is. A csapadékvíz beszivárgását és mélységi víz utánpótló szerepét Marcus Vitruvius Pollo már az I. században felvetette, de ez a nézet később feledésbe merült. Leonardo da Vinci a XIV-XV. században vázlataival hívta fel erre a figyelmet és legközelebb Bernard Palissy (XVI. sz.) fejlesztette tovább. A csapadékvíz felszín alatti vízpótló szerepének általános elismerése a XVII. századra tehető.

Ez a felismerés lendületet adott a természettudományos hidrogeológia fejlődésének. Először a hidrológiai körfolyamattal kapcsolatos kérdésekre kerestek választ. Pierre Perrault (1608-1680) tette meg az első lépést a kvantitatív hidrológia irányában, ugyanis csapadékot mért, és összehasonlította a Szajna folyó hozamával. Azt találta, hogy a Szajnában található víznek hatszorosa a csapadék mennyisége, ebből következően a többi csapadékvíz más tározóba került. Edmund Halley (1656-1742) csillagász mutatta ki, hogy az óceánok párolgása elégséges a csapadék fedezésére, ami pótolja a szárazföldi vizeket.

A következő szakaszban az artézi vizek eredete és mechanizmusa került az érdeklődés homlokterébe (1.3 ábra). Antonio Vallisnieri (1715) nagy átteresztő képességű rétegekről ír alacsony átteresztő képességű rétegek között, és az első földtani szelvények szerkesztése is a nevéhez köthető. Daniel Bernoulli (1738) ismerte fel és írta le a hidrodinamika alapösszefüggését. La Méthiere 1791-ben közet permeabilitást mért. A XIX. sz. közepén Belgrand alapvető különbséget definiált permeábilis és impermeábilis kőzetek között.



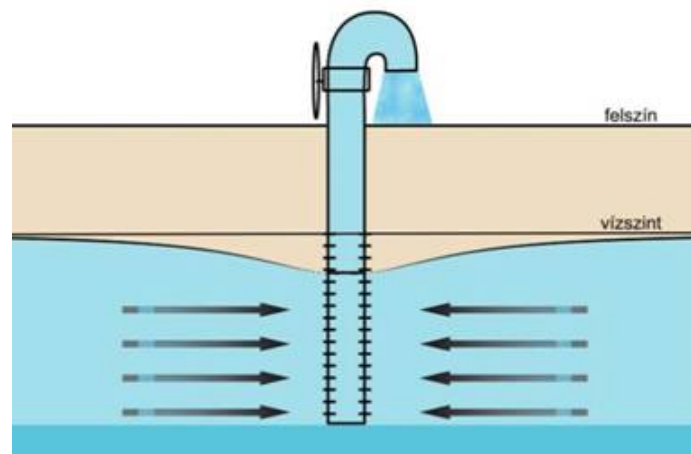
1.3 ábra: Az artézi mechanizmust szemléltető vázlat (Mádlné Szőnyi, 2011)

Az artézi szó maga Artois francia grófság nevéből származik. Két vizzáró réteg közötti vízvezető rétegben tárolt vizet jelenti, a föld felszíne fölé emelkedő vízszinttel. Lényegében – ezen értelmezés szerint – a kínai favázás fűrógépekkel felszínre hozott víz is artézi víznek tekinthető. Magyarországon Zsigmondy Vilmos bányamérnök és geológus fűratta az első artézi kutakat. Budapesten az első, 118 m mély kút a Margitszigeten mélyült, 1867-ben; majd ezt követte az 1878-ban elkészült 970 m-es városligeti kút, mely 70°C-nál melegebb vizet szolgáltat. Zsigmondy tevékenysége világszinten is egyedülálló, a XIX. század második felében a mélységi vízfeltárás „úttörőjének” számított. Megemlíthetjük még Pávai-Vajna Ferenc nevét, akit a „hévizek atyjaként” emlegetünk. Neki köszönhetjük Hajdúszoboszló és Berekfürdő hévizeinek feltárását.

A mélyfúrásos technikának köszönhetően született meg a hidrogeológia fejlődéstörténetében az első egységes – empirikusan levezetett – paradigma, az „artézi mechanizmus”. Ez már átfogó képet adott a felszín alatti vizekkel kapcsolatban. Fogalom rendszere szerint a talajvíz a legfelső vízzáró réteg fölött helyezkedik el és a csapadékból pótlódik. A rétegvíz két vízzáró réteg közötti vízvezető (permeabilis) rétegben tárolt vizet jelenti. A rétegvíz a réteg kibukkanásánál pótlódik a csapadékvízből. Amennyiben lefúrunk egy rétegvíz tartóig, a kútban olyan magasra emelkedik a víz, amilyen magasra a réteg utánpótlódási területén található. Ha ez a felszín fölé szökő vizet ad, akkor artézi vízről beszélünk. Azt mondhatjuk, hogy ezt az artézi mechanizmust egy tapasztalatokon nyugvó hipotézisként értékelhetjük, mely a mélyfúrások megindulásával alakult ki, és azokból származó tapasztalatok révén nyert megerősítést.

Ugyanakkor ez a nézetrendszer mára túlhaladottá vált. A helyenként még ma is dogmaként élő vízzáró (impermeabilis) közet fogalmával elsőként Chamberlin vitatkozott 1885-ben. Nézete szerint nem létezik abszolút impermeabilis közet, a lapos agyaglemezek legfeljebb csak akadályozzák a rétegre merőleges vízmozgást. A maga korában – érthető módon – véleménye nem talált meghallgatásra.

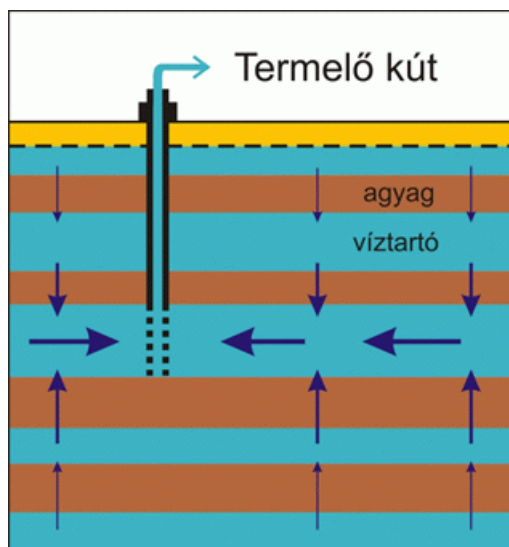
A természettudományos hidrogeológiához képest jócskán késve, 1856-ra tehető a kvantitatív mérnöki vagy műszaki hidrogeológia kezdete, melynek egyik mérföldköve Henry Darcy (1856) francia hadmérnök folyadékáramlási kísérlete volt. Ezzel megalapozta azt a tapasztalati törvényt, ami ma is a hidrogeológia egyik empirikus alaptörvénye. Ezt követően a mérnöki ág gyakorlatilag párhuzamosan fejlődött a természettudományos ággal egészen az 1960-as évekig. A műszaki hidrogeológia legfontosabb feladata ebben az időben az volt, hogy információkat szolgáltatson a kőzetek víztározási és vezetési paramétereire, és ezzel párhuzamosan a kutakon keresztül kitermelhető víz mennyiségére vonatkozóan. A kútban a termelés hatására kialakuló depressziós tölcser (1.4. ábra) és a kútból kitermelhető vízmennyiség között kerestek összefüggéseket. Azaz elemezték, hogy a különféle ideálisnak tekintett víztartótípusokban különböző víztermelési mechanizmusok mellett hogyan változik a vízszint. Ebből próbáltak következtetéseket levonni. Dupuit (1863) és Thiem (1906) nevéhez fűződik az ún. stacioner tározóhidraulika, azaz a kút körül kialakuló időben állandó vízáramlás alapjainak lefektetése. Theis (1936) a nem stacionárius, tehát időben változó hidraulika kidolgozója.



1.4. ábra (animáció): Termelés hatására a kútban kialakuló depressziós tölcser (Mádlné Szőnyi, 2011)

1.2.3 A természettudományos és mérnöki hidrogeológiai irányzatok közeledése és összeolvadása

A mérnöki hidrogeológiában Hantush (1956) személyéhez köthető a rétegeken keresztüli átszivárgás jelenségének felismerése a szivattyúzás során. Bebizonyította, hogy kúttal történő víztermeléssel mesterségesen elő lehet idézni azt, hogy a korábban impermeabilisnak vélt rétegen átszivárogjon a víz (1.5 ábra). Egy bizonyos rétegből történő termelés hatására egy idő után a víz rétegeken történő átszivárgással a kúthoz juthat a nem szivattyúzott rétegekből is. Neuman és Whitherspoon (1969, 1972) dolgozták ki az ilyen, jó és kevésbé jó vízvezetőképességű rétegekből álló rendszerek kúthidraulikáját. Ugyanezt a jelenséget Magyarországon Halász (1975) is felismerte és matematikailag levezette.



1.5 ábra: Víztermelés hatására bekövetkező átszivárgás vázlatos megjelenítése rétegzett hidraulikai rendszerben (Mádlné Szőnyi, 2011)

A természettudományos fejlődési ágon 1960-tól kezdődött meg a változás. Előidézője a medenceléptékű regionális hidraulikus összefüggések – azaz a korábban impermeabilisnak tartott rétegeken keresztül megvalósuló hidraulikus kommunikáció – felismerése volt. Az elméleti ismeretek gyarapodásának főbb állomásai során Tóth (1963, 1978), Tóth-Millar (1983), Freeze-Witherspoon (1966, 1967), Zijl-Nawalany (1993). Tapasztali megközelítéseivel Walton (1960), Kolesov (1965), Miffilin (1968), Margat (1969), Erdélyi (1976), Ortega-Farvolden (1989) vitte előre a modern hidrogeológiát. A vízkémia oldaláról Palmer (1911) nevéhez köthető a víztípusok elkülönítése; Chebotarev (1946) vezette be a víztípusok regionális elterjedésének fogalmkörét; Back (1960) nevéhez köthető a vízkémiai fáciesek fogalmának bevezetése.

A két, korábban párhuzamosan fejlődő irányzat közeledésének alapvető oka tehát a medenceléptékű hidraulikai összefüggések felismerése volt mindkét hidrogeológiai irányzatban egymástól függetlenül. Az összetartás eredménye az új, medence rendszerekben gondolkodó hidrogeológiai szemlélet kialakulása lett. Az új szemlélet révén a hidrogeológiai fogalmak és problémamegoldások regionális kiterjesztést kaptak, azaz relatívvá, léptékfüggővé váltak.

Megállapítást nyert, hogy a nagy medencék heterogén hidraulikai egységet képeznek, rétegzett víztároló rendszerként viselkednek (Tóth, 1995).

A modern hidrogeológiai szemlélet jellemzői:

- (1) a medence léptékű természeti jelenségek felismerése,
- (2) a tér- és időskálák teljes spektrumában való gondolkodás,
- (3) a gyakorlati problémák okainak, következményeinek és megoldásainak felmérése regionális térbeli és földtörténeti időbeli léptékben.

1.2.4 A modern hidrogeológia és jövője

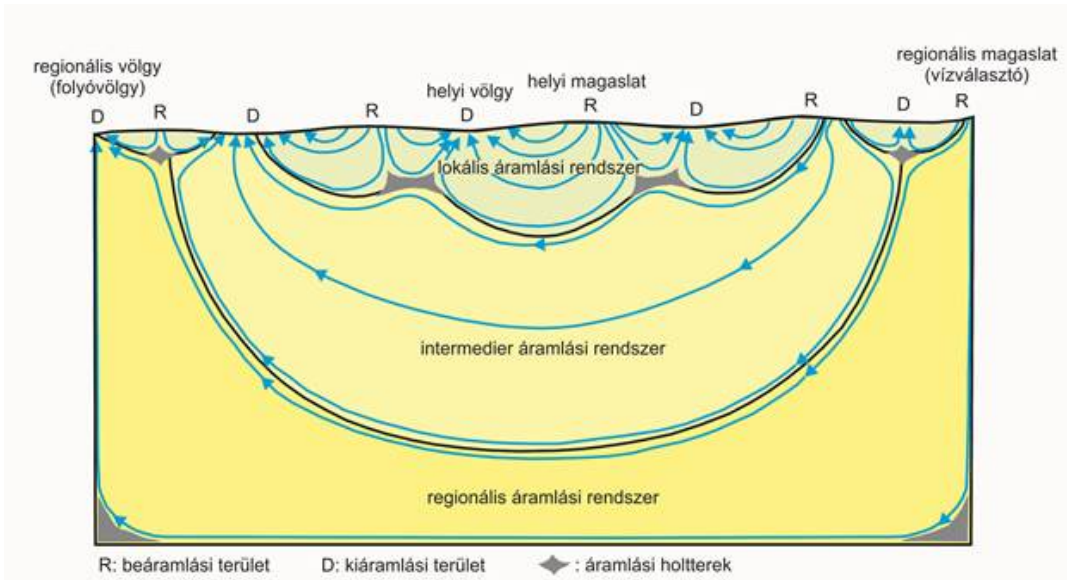
A hidrogeológia korszerű értelmezés szerint azon természeti folyamatok és jelenségek tudománya, amelyek a közetváz és a felszín alatti vizek egymásra hatását okozzák, valamint abból következnek. Ennek értelmében a talajvíztükör szintje alatt található valamennyi víz egységes rendszert alkot, elkülönülésük a vizeket mozgató hajtóerők miatt kialakuló áramlási rendszerek mentén valósul meg.

A modern hidrogeológia alapvető újdonsága, hogy a tudományt fizikai alapokra helyezte. A felszín alatti vízmozgást fluidumdinamikailag értelmezte a Bernoulli törvény felszín alatti vizekre történő alkalmazásával. Kiindulópontja tehát a felszín alatti fluidumokra ható erőtér, azaz a folyadékpotenciál eloszlás fizikai és matematikai alapon történő

megértése. A másik újdonság a korábban impermeábilisnak vélt rétegek között lehetséges vertikális kommunikáció felismerése. Mint láttuk, a kapcsolat megvalósulhat természetesen geológiai időskálán, de előidézhető víztermeléssel is.

A modern hidrogeológia felszín alatti víz-medencékben gondolkodik. A valós felszín alatti víz-medencék rendkívül bonyolultak. Ahhoz, hogy ezeknek áramlási képét megértsük, előbb egyszerűsítéseket kell tenni. Ezért a matematikai elemzések és levezetések során egy egyszerű elméleti felszín alatti víz-medencéből indultak ki. Az elméleti medence mesterséges határokkal határolt: vízvásztó a topográfiailag legmagasabb ponton, a legalacsonyabb ponton valamilyen felszíni víztest, általában folyó. Budapesti viszonylatban egy metszetet képzelhetünk el a János-hegytől egészen a Dunáig, s az alatta elhelyezkedő felszín alatti térrész egy rész-medence.

Ha elképzelünk egy egyenletesen lejtő talajvíz-felületet, mindenki számára érthető, hogy ez energetikailag ki akar egyenlítődni. A vizek a magasabb talajvízdomborzatú területektől az alacsonyabb felé áramlanak a kőzetpórusok között a litoszférában. Ez az egyensúlyra való törekvés az alapja a felszín alatti vízmozgásnak. A szinuszos térfelszínnel jellemezhető medencére kiszámolt folyadékpotenciál-eloszlásból kialakuló áramlási képet mutatja az 1.6 ábra. Ebből következik, ha szinuszos a talajvíztükör lejtése, akkor ez a kiegyenlítődéssel differenciáltan fog bekövetkezni. Homogén kőzetösszetételű medencében ilyen esetben háromféle áramlási rendszer alakul ki. Regionális: olyan áramlási rendszer, ami a vízvásztónál pótlódik és a folyó közelében jut felszínre; lokális: helyi magaslaton utánpótlódik és szomszédos mélyedésben csapolódik meg; intermedier: köztes magaslaton utánpótlódik és köztes mélyedésben csapolódik meg.



1.6 ábra: Szinuszos térfelszíni, homogén kőzetösszetételű medence felszín alatti vízármlási képe és hatása a felszínre (Tóth, 1963 nyomán). R: recharge, D: discharge.

Mindebből az is következik, hogy az áramlási rendszerek a földfelszínre is hatást gyakorolnak. Az utánpótlás a felszínen mozaikos, számos helyen történik, s mindegyikről egyedi útvonalon indul el a víz. A kiáramlási területek is mozaikosan helyezkednek el a beáramlási területekkel összefogazódva. Fontos tudni, hogy a talajvízszint alatt mindenhol vízzel telítettek a pórusok. Beáramlási területen, így például a bugaci homokpusztán a víz gyorsan leszivárog. Kiáramlási területen, mint például a belvízzel érintett területeken pedig magasan található a talajvízszint, s a felszivárgó vizek nem engedik a csapadékvíz mélyebbre jutását.

Számos országban, így Hollandiában, Japánban, ahol az egész országot feltérképezték az áramlási rendszerek szempontjából. Napjainkban már a hidrogeológián belüli szakosodás, differenciálódás zajlik. A világ egyéb részein ugyanakkor az artézi paradigma továbbra is fennáll, legalábbis ami a fogalomhasználatot és a közgondolkodást illeti. E folyamat, azaz a paradigmaváltás világméretű elősegítésére hívta életre 2011-ben a Hidrogeológusok Nemzetközi Szövetsége (IAH) a Regionális Felszín Alatti Vízármlási Bizottságot.

1.2.5 A regionális vízáramlások jelentősége a földtani folyamatokban

A modern hidrogeológia segítségével tudtuk megérteni a fluidumok általános jelenlétének jelentőségét és mozgását a litoszférán belül. E tekintetben kitüntetett jelentőségű a talajvíztükör helyzete, ami különféle klimatikus körülmények között és földrajzi helyzetben 0-2 km-en belül található a litoszférában. A gravitációs hajtóerővel érintett rendszerekben a folyadékok nyomása hidrosztatikushoz közeli $p_{\text{foly}} \sim p_{\text{hidr}}$, miközben a ki- és beáramlási területeken attól szisztematikus eltérések mutatkoznak.

A medenceméretű egységekben gondolkodó hidrogeológia egyik alapvető felismerése a felszín alatt mozgó víz és környezete kölcsönhatásának kimutatása (13.1 ábra). A geológiai időléptékben működő vízáramlások anyagokat oldanak ki, hőt vesznek fel, anyagot és energiát szállítanak és felhalmoznak, ezáltal módosítják földtani környezetüket. A víz-közet kölcsönhatás valamennyi felszín alatt zajló folyamat sajátja az ásványtelepek képződésétől a barlangok kialakulásán és a geotermális jelenségeken keresztül a tektonikai mozgásokig. Mindezekből következően az ún. „száraz kőzetben” gondolkodó geológia elvesztette létjogosultságát. A hidrogeológia mint tudomány, ezért földtani alaptudományként kezelendő, s valamennyi földtani folyamatban érdemes számolni jelenlétével. A földtani folyamatok közül kiemelhetjük a felszín alatti vízáramlások jelentőségét a szénhidrogén migrációban, a vizek kémiai összetételének alakulásában, suvadások-, csuszamlások-, diagenetikus- és karsztosodási folyamatokban. A hidrogeológia tehát földtani alaptudományként kezelendő, és valamennyi geológiai folyamatban számolni kell a víz jelenlétével.

1.3 A hidrogeológia segédtudományai

A hidrogeológia interdiszciplináris megközelítést, a földtani, fizikai, kémiai, matematikai, hidrológiai, hidraulikai, geokémiai, geofizikai, talaj- és kőzetmechanikai ismeretek szintézisét követeli meg (1.7 ábra). A természetes felszín alatti vízáramlások leírásához szükséges a földtani képződmények háromdimenziós elrendeződésének ismerete, azaz a kőzetváz modell és annak víz-rétegtani, azaz vízvezetőképesség szerinti tagolása. A szerkezetek és a rétegek fizikai tulajdonságainak megítélésében a geofizikai módszerek nyújtanak segítséget. A felszín alatti vízáramlás egyidejűleg fluidum dinamikai probléma, leírására az ismert fizikai összefüggéseket kell használni. A felszín alatti víz mozgása során – a kőzetekkel érintkezve – természetes kémiai fejlődésen megy keresztül, a folyamatok megértése nem nélkülözheti a kémiai ismereteket. A kvantitatív megközelítések magasabb nivójú matematikai felkészültséget igényelnek. A hidrológiai ismeretek alapján kezelhetők a litoszférán átáramló víztömegek mennyiségtani kérdései.



1.7 ábra: A hidrogeológia segédtudományai

1.4 A hidrogeológia környezeti jelentősége és alkalmazási lehetőségei

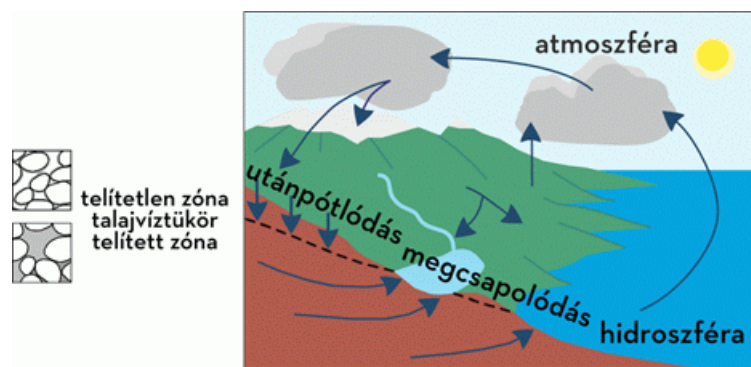
Ahogy a hidrogeológia fejlődésének áttekintésében már láttuk, a tudomány fejlődését évszázadokon keresztül a víznyerés motiválta.

Az emberiség először, mint fogyasztási cikkel találkozott a felszín alatti vizekkel. A folyóvizekben, tavakban szűkölködő területeken a felszín alatti vizek természetes előbukkanásai, vagyis a források teremtettek lehetőséget a letelepedésre. A vízellátással összefüggő legfontosabb feladatok (Kovács et. al. p. 7. 1972): *"a víztartó rétegeket tápláló és megcsapoló természetes hatások feltárása; a felszín alatti áramlások irányának és hozamának megismerése; ...a természetes egyensúly jellemzése... a probléma mérete esetről esetre változik, attól függően, vajon a termelt vizet városi vagy falusi vízellátásra, ipari célokra, öntözésre, esetleg állatok itatására, vagy más célra használjuk"*. Másként fogalmazva, a hidrogeológia feladata korábban kizárólag a vízkincsek felkutatása; azok pontos számbavétele, felmérése; kutakkal, kútsoportokkal történő feltárási javaslat kidolgozása, valamint a vizekkel való szakszerű gazdálkodás volt.

A korlátozás nélküli felszín alatti vízhasználat negatív hatásai már az 1900-as évek közepén jelentkeztek: elapadtak források, kiszáradtak a kutak, és ezzel egyidejűleg észlelték a korábban a felszíni eredetű szennyezőkkel szemben teljesen védettnek gondolt mélységi vizekben a szennyezések első jeleit. Megjegyzendő, hogy a felszín közeli ún. talajvizek elszennyeződésére már a XIX. században felfigyeltek. A több százezer alföldi ástott kút vize gyakorlatilag már az 1860-as években emberi fogyasztásra alkalmatlanná vált. Ez is ösztönözte az első artézi kutak fúrását.

Az előzőekben vázolt környezetvédelmi problémák, valamint a felszín alatti vizek környezeti hatótényező szerepének felismerése vezetett a hidrogeológia környezeti jelentőségének felismeréséhez. Ennek értelmében felszín alatti vizeink egyrészt ivóvizet, öntöző és termálvizet biztosítanak, másrészt a felszín alatt zajló környezeti folyamatok színterei és a védelem tárgyai is egyidejűleg.

A kőzetburok tárolja a vízellátási igényeinket kielégítő felszín alatti vizeinket. Ugyanakkor a litoszféra vizei a vízkörforgalom felszín alatti komponensei, melyek folytonos kölcsönhatásban állnak az atmoszféra, hidroszféra és bioszféra vizével (1.8 ábra). A ciklus bármely részéből történő vízelvonás vagy vízhozzáadás, a többi elemre is hatást gyakorol mennyiségnyi értelemben. Így a folyóvizek áradásai, a tavak, mocsarak lecsapolása, a mezőgazdasági célú öntözés közvetlenül a felszín alatti vízkészleteinket is befolyásolja. A felszín alól történő vízelvonás közvetlenül csökkenti a vízkészleteket, és a kutak nyugalmi vízszintjének csökkenésében, a források hozamcsökkenésében jelentkeznek.



1.8 ábra: A felszín alatti vízáramlások a vízkörforgalomban (Mádlné Szőnyi, 2011)

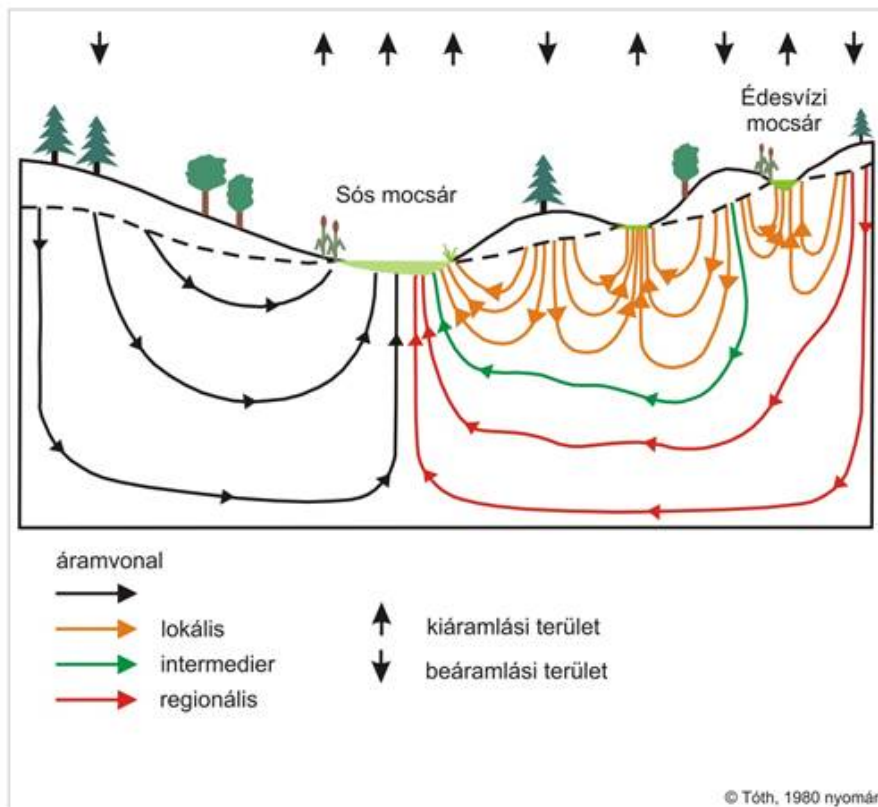
Ugyanakkor a hidrológiai cikluson keresztül nemcsak a víz közvetítődik egyik rezervoárból a másik felé, hanem a vizes oldatban zajló anyagtranszport – beleértendő a szennyező transzport is – a ciklus szállítószalagján keresztül valósul meg. Azaz, a felszín alatti vizek az emberi tevékenységek által kibocsátott szennyezők fő transzportálói és közvetlen minőségi károsultjai egyidejűleg. Az elszennyeződött mélységi vizek rehabilitációja – a szennyezések rejtettsége és tartóssága folytán – rendkívül költséges és sok esetben az eredeti állapot helyreállítása nem is lehetséges.

A felszín alatti vízmozgás földtani tényezőként számos – emberi életünket lényegesen befolyásoló – hidrológiai, ökológiai, agrogeológiai, talajmechanikai folyamatot generálhat a földfelszínen (1.9 ábra). Víziányos, vagy éppen víz többlettel bíró területeket eredményezhet. A kőzeteken keresztül történő lassú szivárgás során fellépő oldási folyamatok révén sóforrást biztosít a szikesedéshez. A pórusnyomás növekedése révén lejtőállékonysági problémákhoz, csökkenése révén rétegtömörödéshez vezethet.

A felszín alatti vizek fentiekben vázolt komplex szerepe meghatározza a modern hidrogeológia alkalmazási területeit (1.10 ábra). Ezek a klasszikus vízellátás mellett a terület- és földhasználat; műszaki földtan; mezőgazdaság és erdőművelés; ásványkutatás; geotermikus energia-hasznosítás stb.

Egyetlen példánál, a radioaktív hulladék elhelyezésnél maradva, néhány évtizede még szóba sem jött a felszín alatti vizek figyelembe vétele a tervezés során. Hosszú időn keresztül a nagyaktivitású atomhulladék elhelyezésnél egyetlen cél, az abszolút vízrekesztőnek tekinthető, vizet nem tároló, repedésmentes kőzettömbök felkutatása volt. Mára bebizonyosodott, hogy a természetes és mérnökiileg megerősített geológiai gátak biztonságossága az elvárt tízezer évig nem biztosítható. A hidrogeológus a felszín alatti vízárám mezőben ki tud jelölni olyan övezeteket, ahonnan a hulladékkal esetlegesen érintkező víz felszínre érkezése a biztonsági szempontból megkívánt időintervallumon belül kizárható. Ezt a szempontot a hazai Bábaapátiban kialakított közepes és kis aktivitású radioaktív hulladéklerakó helykiválasztásánál és tervezésénél is mérlegelték.

Kijelenthetjük, hogy a hidrogeológia az élet számos területén jelentkező szükségletet elégíti ki, ezért fejlődésre van ítélve. Alkalmazási lehetőségei folyamatosan bővülnek és a meglévő felhasználási területein is folyamatosan nő az igény iránta. Mindezen fölül a hidrogeológia érdekes és izgalmas, ami tovább növeli népszerűségét művelői körében.



1.9 ábra: A gravitációs felszín alatti vízáramlások és a sós és édesvízi ökoszisztémák kapcsolata (Mádlné Szőnyi, 2011)



1.10 ábra: A hidrogeológia alkalmazási területei

1.5 Ellenőrző kérdések

1. Kérdés: Határozza meg a hidrogeológia (vízföldtan) és a hidrológia fogalmát!

Válasz: A vízföldtan a felszín alatt tárolt és mozgó víz tudománya.

A hidrológia föld és a víz kapcsolatával tág értelemben foglalkozó tudomány, amely a víztömegek globális, szférákon belüli és azok közötti szállítódását elemzi. Szűk értelmezésben a felszíni vizekkel (tavak, folyók, mocsarak stb.) kapcsolatos jelenségekkel foglalkozó tudományterület.

2. Kérdés: Mutassa be példákkal, hogy a felszín alatti víz mozgása milyen hatással lehet az emberi életre!

Válasz: Az ivóvízellátáson és a kedvező geotermikus adottságokon túlmenően pl.:

- Vízhiányos, vagy éppen víz többlettel bíró területeket eredményezhet.
- A kőzeteken keresztül történő lassú szivárgás során fellépő oldási folyamatok révén sóforrást biztosít a szikesedéshez.
- A pórusnyomás növekedése révén lejtőállékonysági problémákhoz, csökkenése révén rétegtömörödéshez vezethet.

1.6 A fejezetben felhasznált irodalmak

Back, W. 1960: Origin of hydrochemical facies of ground water in the Atlantic Coastal Plain. 21st International Geological Congress, Copenhagen, Rept. Part I., pp. 87-95.

Chebotaev, I. 1955: Metamorphism of Natural Waters in the Crust of Weathering. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 8

Darcy, H. 1856: Les fontaines publique de la Ville de Dijon: Paris: Victor Dalmont.

Deming, D. 2002: Introduction to Hydrogeology. McGraw-Hill Higher Education.

Dupuit, J. 1863: Etudes théorétique et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et a travers les terrains perméables - 2nd. ed., Dunot, Paris, 304 pp.

Erdélyi M., 1976: Outlines of the hydrodynamics and hydrochemistry of the Pannonian Basin: Acta Geological Academiae Scientiarum Hungaricae, v. 20, nos. 3-4, pp. 287-309

- Freeze, R. A., Witherspoon, P. A. 1966: Theoretical analysis of groundwater flow. 1. Analytical and instrumental solutions to the mathematical model. - Water Resources Research 2
- Freeze, R. A., Witherspoon, P. A. 1967: Theoretical analysis of groundwater flow. 2. Effect of Water-Table Configuration and Subsurface Permeability Variation. - Water Resources Research 3., 623-634.
- Halász, G. 1975: A Study of the Behaviour of Orifice in a Quasi- stationary Flow. Proc. of the Fifth Conference on Fluid Machinery. Akadémia Kiadó, Budapest 1975.
- Hantush, M. S. 1956: Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. – Transactions, American Geophysical Union, Volume 37, Issue 6, pp. 702-714.
- Kolesov, G. D. 1965: On the question of artesian feeding of rivers - Soviet Hydrology - Selected Papers, 3, 195-203.
- Kovács, Gy.; Erdélyi, M., Korim, K., Major, P. 1972: A felszín alatti vizek hidrológiája és hidrogeológiája, III/1., p. 7.
- Mádlné Szőnyi, J 2011: Talpuk alatt is folyik? – Felszín alatti áramlások a víz körforgalmában. Mindentudás Egyeteme 2.0 előadás, 2011.02.11., elérhető (2013.04.22.): <http://mindentudas.hu/elodasok-cikkek/item/2521.html>
- Margat, J. 1969: Remarques sur la signification des surfaces piézométriques des nappes captives – Chronique d’Hydrogéologie de BRGM, Paris, no. 12, 13-17.
- Mifflin, M. D. 1968: Delineation of groundwater flow systems in Nevada: Reno, Nevada, Desert Research Inst. Tech. Rept.Ser. H-W, no. 4, 80 p.
- Neumann, S. P. and Witherspoon, P. A. 1969a: Theory of flow in a confined two-aquifer system – Water Resources Research, 5., 803-816.
- Neumann, S. P. and Witherspoon, P.A. 1969b: Applicability of current theories of flow in leaky aquifers – Water Resources Research, 5., 817-829.
- Neumann, S. P. and Witherspoon, P. A. 1972: Field determination of the hydraulic properties of leaky multiple-aquifer systems – Water Resources Research, 8., 1284-1298.
- Ortega, G. A. and Farvolden, R. N. 1989: Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the basin of Mexico – Journal of Hydrology, v. 110, p. 271-294.
- Palmer, C. 1911: The geochemical interpretation of water analyses – US Geological Survey Bulletin 479, 51 p.
- Theis, C. V. 1936: The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage – Trans. American Geophysical Union, 2, 519-524.
- Thiem, G. 1906: Hydrogeologische Methoden – Gebhardt, Leipzig, 56 p.
- Tóth, J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. – Journal of Geophysical Research 68/16, 4795-4812.
- Tóth, J. 1978: Gravity-induced cross-formation flow of formation fluids, Red Earth region, Alberta, Canada: Analysis, patterns and evolution – Water Resources Research, v. 14, p. 805-843.
- Tóth, J. 2009: Gravitational systems of groundwater flow – Cambridge University Press, p. 297.
- Tóth, J. and Millar, RF 1983: Possible effects of erosional changes of the topographic relief on pore pressures at depth – Water Res. Res. 19, 1585-1597.
- Walton, W. C. 1960: Leaky artesian aquifer conditions in Illionis – Illionis Water Survey Rept. Investigations 39, 27 p.
- Zijl, W., Nawalany, M. 1993: Natural Groundwater Flow – Lewis Pub.

2. fejezet - A vízkörforgalom és a vízmérleg, Magyarország vízkészletei

2.1 A hidrológiai körfolyamat sajátosságai

2.1.1 Definíció, jellemzők

A hidrológiai körfolyamat vagy vízkörforgalom a víz különböző formában történő szállítódása a Föld fő víz rezervoárjai, az atmoszféra, litoszféra és a hidroszféra között. A körforgalomba a bioszféra is bekapcsolódik. Az atmoszféra a földfelszín fölötti levegővel kitöltött tér. A hidroszféra magában foglalja a földfelszín vízzel, jéggel vagy hóval kitöltött mélyedéseit (óceánok, tengerek, sarkvidéki jégpáncélok, tavak, folyók, gleccserek). A litoszférában a víz a kőzetekben található, részben szabad vízként, részben a pórusok falaihoz kötött vízként vagy kristályvízként. A víz az atmoszféra, hidroszféra és litoszféra között szisztematikus módon szállítódik a hidrológiai ciklus révén (2.1. ábra).

A hidrológiai körfolyamat hajtóereje a Nap hő és sugárzó energiája. A folyamatok mindig a csökkenő energia irányában történnek, az energiagradienssel ellentétes irányban. A Föld felszínén található nagy víztömegek, az óceánvíz, felmelegedés révén magas energianívóra kerül, és megindul a körfolyamat. Fokozatos energiavesztés révén a vízrészecskék az óceánba visszakerülve jutnak minimális energiaszintre, ahol ismét feltöltődnek. A folyamat konzervatív, azaz a körforgalomban mozgó víztömeg emberi léptékkal mérve konstans, a ciklus során csak halmazállapot-változás és a tározás formájának megváltozása történik. A víztömegek mozgása dominánsan egyirányú és ciklikusan ismétlődő.

2.1.2 A vizek eredete a vízkörforgalom szempontjából

A hagyományos osztályozás juvenilisnek nevezi a vízkörforgalomba először bekerülő vizeket. Eredet szerint ezt a vizet származtatják a Föld lassú tágulásából, amikor is alkotóelemeiből keletkezik. Felmerülhet szoláris eredet, amikor a Napból származó hidrogénatomokból és a földi légkör oxigénjéből képződik. A leggyakoribb származtatási elv a vulkáni működés vízgőz exhalációja. Izotópos vizsgálatokkal azonban kimutatták, hogy a nagy hidrotermális, geotermikus területeken – Izland, Kamcsatka, Japán, Új-Zéland, Yellowstone Nemzeti Park – a hévforrások uralkodóan meteorikus eredetűek.

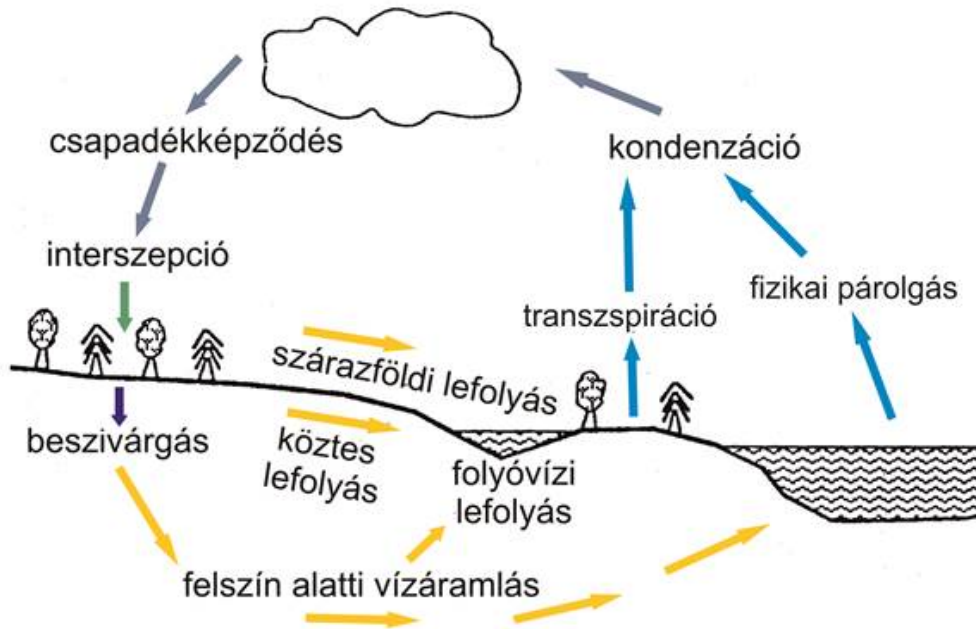
Meteorikusnak tekintjük a vízkörforgalomban már legalább egyszer megfordult vízformákat. A litoszférában nagyjából 1 km mélységig húzódik egy aktív vízcserejű zóna, ahol az utánpótlódás, átszivárgás és kiáramlás egyaránt intenzív. Meglepő, de 10-12 km mélységben is találtak meteorikus vizeket, így a Kola-félszigeti mélyfúrásban is. A korábbi osztályozások fosszilis vizeknek a rétegek lerakódásával egyidejűleg a kőzet-pórusokba került és ott megőrződött vizeket tekintették.

A vízkörforgalmat lemeztectonikai kontextusba helyezve születtek meg a víz eredetre vonatkozó legújabb osztályozások (Deming 2002). Eszerint a juvenilis víz kategória értelmét veszti, hiszen a vulkáni tevékenység a lemeztectonikai jelenségekhez köthető, és az így felszínre kerülő víz az óceánokból vagy az atmoszférából egyaránt származhat. Így az újabb osztályozás már ezt és a fosszilis víz kategóriát is elveti. Eredet szerint mindössze két kategóriával dolgozik, óceáni és meteorikus vizekkel. Az óceáni vizek a Föld óceánjaiban vagy más rezervoároknál található vizek, melyek összetétele nem változott lényegesen azóta, hogy kikerült az óceánból. A meteorikus vizek az atmoszférában találhatók, ill. abból származnak. E két alap kategória mellett a harmadik az átalakult vizek kategória, mely eredetét tekintve meteorikus vagy óceáni is lehet, de fizikai és kémiai folyamatoknak köszönhetően a kiindulásihoz képest lényegesen megváltozott összetétele. Ez az osztályozás tükrözi azt a szemléletet, hogy körforgalmuk során a vízrészecskék folyamatos átalakulásban vannak.

2.1.3 A vízkörforgalom folyamatai

A hidrológiai ciklusban öt főfolyamat hat (2.1. ábra), ezek: (1) párolgás: fizikai párolgás és transzspiráció, (2) kondenzáció és csapadékképződés; (3) interszepció vagy felszíni visszatartás, (4) beszivárgás, (5) lefolyás.

A hidrológiai körfolyamat kezdőpontja az, ahol a víz a hidroszférából és a litoszférából az atmoszférába kerül az evaporáció és a transzpiráció folyamatai révén. Az evaporáció az a folyamat, amely a Napból nyert hőenergia révén a folyók, tavak, óceánok vizét, a jeget és a hót vízgőzzé alakítja, amely aztán belép az atmoszférába. A transzspiráció révén a növények juttatnak vizet az atmoszférába. E két folyamat szállít vizet a hidroszférából és a litoszférából az atmoszférába. Együttes hatásukat gyakran evapotranszspirációnak nevezik.



2.1. ábra: A vízkörforgalom egyszerűsített vázlata

A hidrológiai körfolyamat következő állomása az atmoszférából víz szállítása vissza a hidroszférába és a litoszférába a kondenzáció és a csapadékképződés folyamatain keresztül. Kondenzáció akkor történik, amikor a vízzel telített levegő a harmatpont alá hűl és a gőz állapotú vízből folyadék állapotú víz képződik. A felhők apró kondenzált vízcseppekből állnak. A csapadék a Föld felszínére hulló kondenzált víz, ami különféle formában – köd, eső, dara, hó – fordulhat elő. Az azonnal el nem párolgó csapadék egyrészt eléri a felszínt és a beszivárgás, a lefolyás számára rendelkezésre állóvá válik, illetve visszatartódik még mielőtt elérné a felszínt. A felszíni visszatartás vagy interszepció az a folyamat, amely révén a csapadék visszamarad a növényzeten és a mesterséges objektumokon. A visszatartás csak átmeneti állapot a hosszúidejű hidrológiai ciklusban, mivel később valamennyi visszatartott víz elpárolog, beszivárog a felszín alá vagy lefolyik a felszínen.

A beszivárgás a földfelszínre elért víz azon hányada, amely a felszín alá jutva eléri a talajvízszintet és a telített felszín alatti víztartó rendszert táplálja. A lefolyás lazán definiált kifejezés. A nagy víztartó rezervoárok, litoszféra és hidroszféra között, a felszín alatt és fölött folyadék állapotban cirkuláló vizet jelenti. A lefolyásnak alapvetően négy formáját különítjük el:

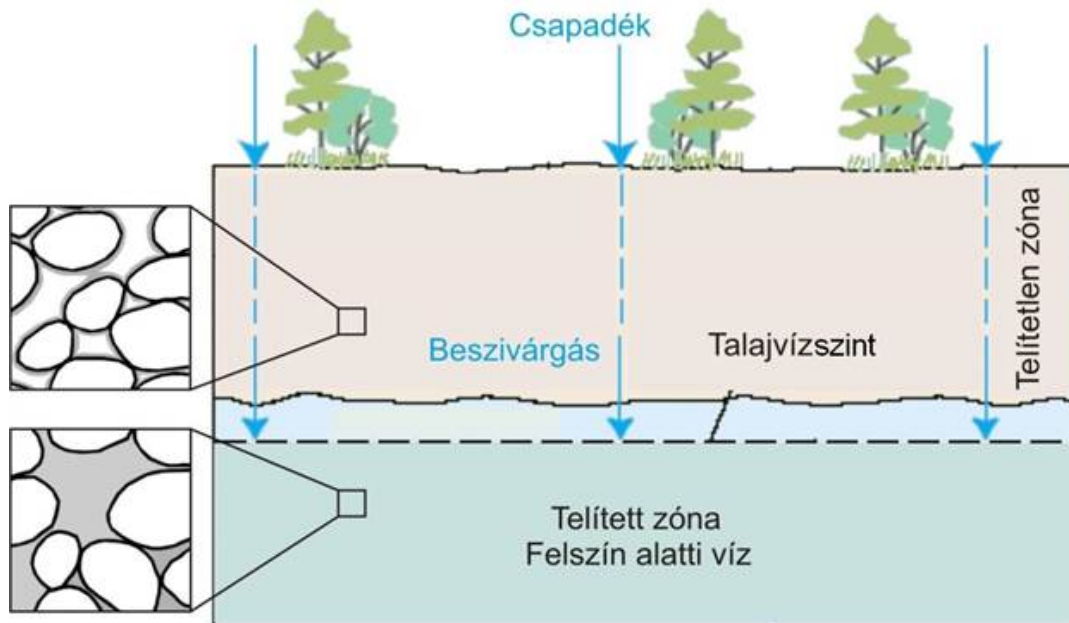
- (1) szárazföldi lefolyás: a felszínre elért csapadék azon része, amely a földfelszínen keresztül áramlik,
- (2) folyóvízi lefolyás: a víz folyókban, folyóvizekben mozog,
- (3) köztes lefolyás: a víz a telítetlen zónában mozog, azt időszakosan telítve. A telített zónába nem lép be, úgy jut ismét felszínre,
- (4) felszín alatti vízáramlás vagy felszín alatti lefolyás a víz a talajvízszint alatt a telített zónában mozog a kőzeteken keresztül.

A hidrológiai körfolyamaton belül az ismertetett mozgató folyamatok következtében játszódik le a víztömegek helyváltoztatása. A kifejezések egyrészt folyamatokat jelentenek, másrészt pedig a folyamatokban résztvevő víz

menyiségének megjelölésére is szolgálnak. Ebben az esetben térfogati vagy intenzitás dimenzió használata szükséges a kifejezések mellett.

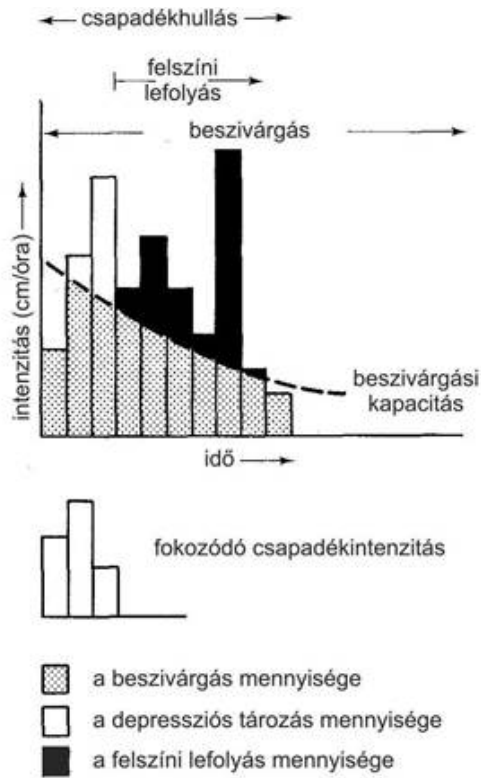
2.1.4 Felszín alatti vizek a vízkörforgalomban

A felszín alatti régió szerves része a vízkörforgalomnak. A felszín alatti vizek utánpótlása uralkodóan a csapadékból történik. A beszivárgó csapadékvíz a telítetlen avagy háromfázisú (víz, levegő, kőzet) zónán történő átszivárgással jut el a talajvízszintig (2.2 ábra).



2.2 ábra: A beszivárgás folyamata (ga.water.usgs.gov után módosítva). A világoskék szín a kapilláris zónát jelöli.

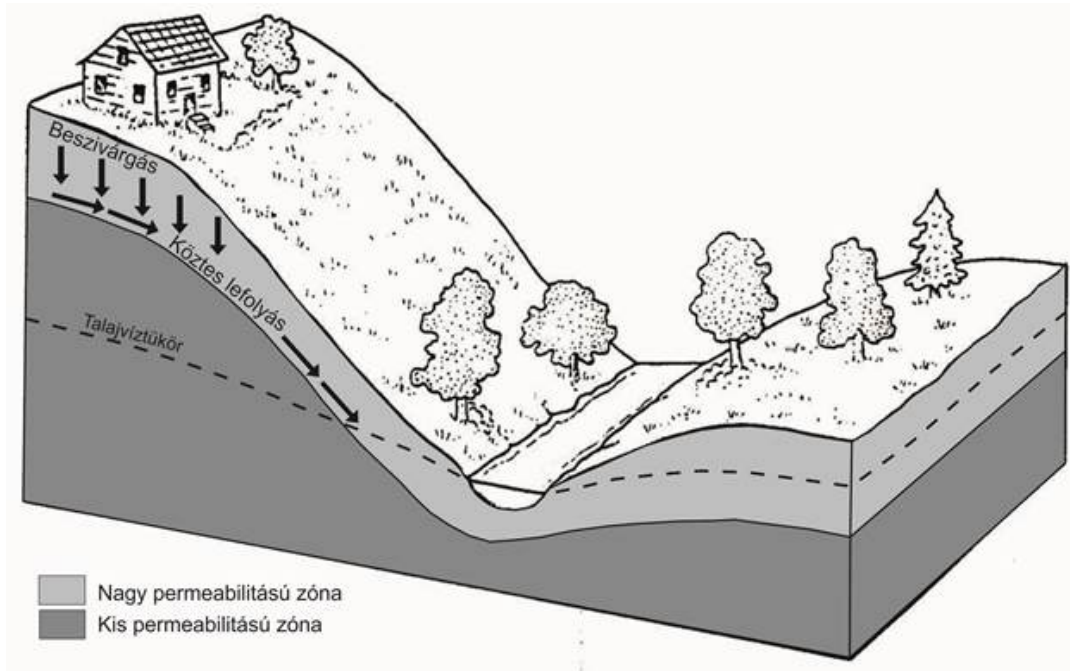
Igen érdekes a csapadék, a beszivárgás és a lefolyás összefüggése. Csapadékhulláskor – csendes eső esetén – először a felszíni mélyedések telnek meg vízzel. A víz a felszínen marad tócsák, pocsolyák formájában. Ez a víz elpárologhat, lefolyhat vagy beszivároghat a további csapadékesemények függvényében. Felszínen keresztül szárazföldi lefolyás (2.3. ábra) akkor fordul elő, ha a csapadékintenzitás fokozódik, meghaladja a beszivárgási kapacitást és a depressziós tározás lehetőségei is megtelnek. Nagy beszivárgási kapacitású kőzettel borított felszín esetén intenzív csapadékhullásra van szükség, hogy felszíni lefolyás előforduljon. Kivéve, ha a kőzet eleve vízzel telített vagy fagyott. Amennyiben a telítetlen zóna egyenletesen áteresztő, a víz túlnyomó része vertikálisan mozog a talajvízszint irányában, elérve azt, beszivárgásként táplálja. Azonos csapadékmennyiség esetén a nagyobb intenzitású csapadék kevesebbet nyújt a felszín alatti vízkészleteknek – egyébként azonos körülmények mellett – mint a kis intenzitású csapadék.



2.3. ábra: A csapadék, beszivárgás és a lefolyás folyamatainak összefüggése (Fetter, 1994 nyomán)

Ugyanakkor koncentrált utánpótlódás is lehetséges, például nem karsztos és karsztos kőzet határán található víznyelőkön keresztül. A víznyelők a csapadékos időszakban aktivizálódnak, gyakran megfigyelhető, hogy csapadékmentes időszakban teljesen inaktívak.

A telítetlen zónában előforduló vízfogó réteg a vizet horizontális migrációra kényszerítheti. Ilyen eset fordul elő hegyvidéki területeken, ahol gyenge vízvezető képességű hasadékos kőzetet vékony, a mállott kőzetten képződött jól vezető kőzet-, epikarszt és/vagy talajréteg fed. Ez az úgynevezett köztes lefolyás, ami időszakos forrásokba vagy a folyómederbe jut, de a folyóvízi hozamban is számottevő arányú lehet (2.4. ábra).

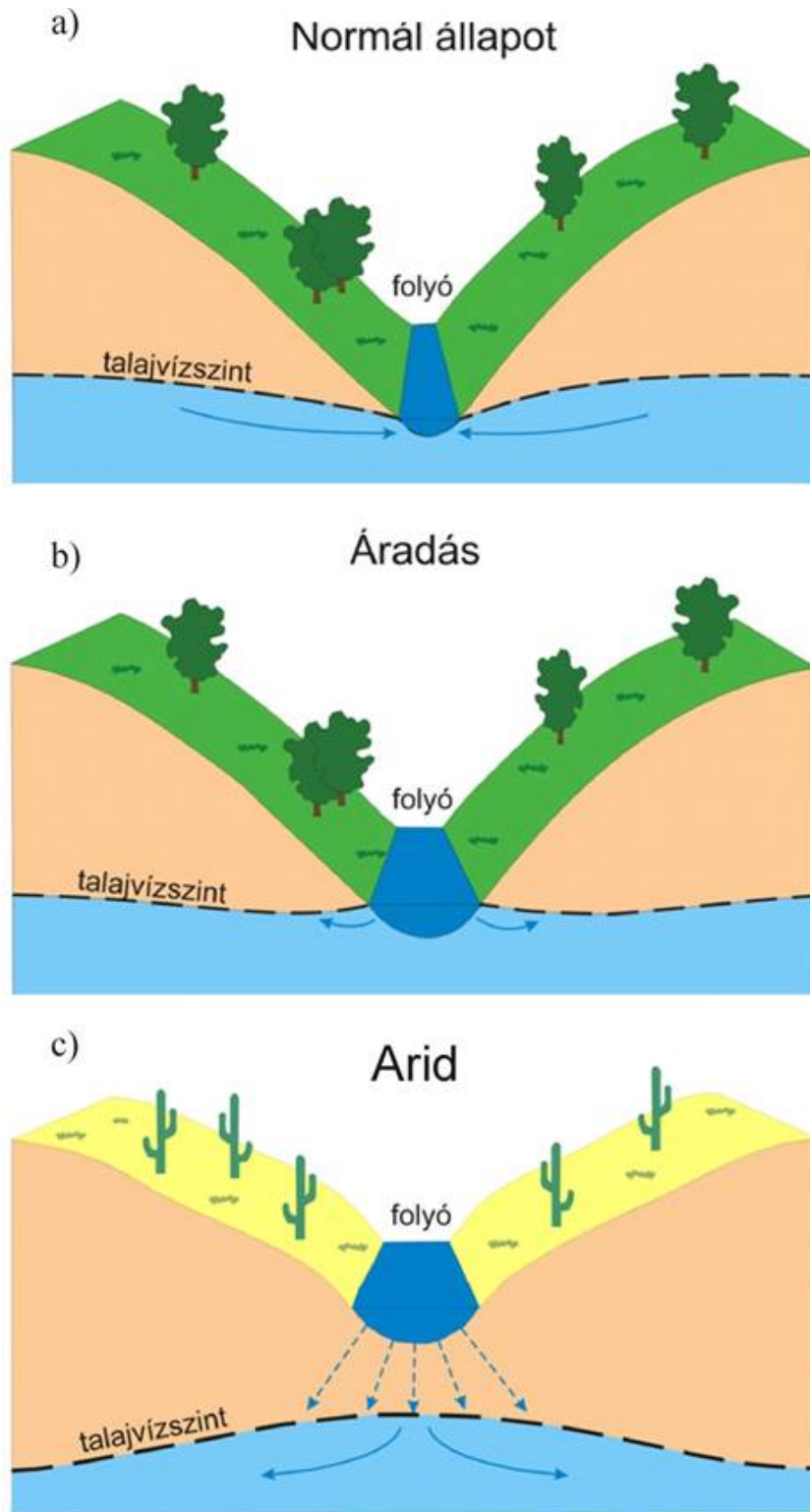


2.4. ábra: A köztes lefolyás (Fetter, 1994 után módosítva)

Humid régiókban jellemző (2.5. ábra: a, b), hogy a folyóvíz megcsapolja a felszín alatti vizeket (gaining stream). A folyóba a víz mederszivárgás révén kerül. Ez a felszín alól származó vízhozam adja a folyók alap vízhozamát (baseflow). A folyóba a felszín alól bekerülő vízhozam egyenesen arányos a vízszint lejtésével, a hidraulikus gradiennel. Kis gradiens kis alap vízhozamot eredményez. Nagyobb hidraulikus gradiens mellett, nagyobb a szállított hozam, mélyebb a meder. Alapvetően megcsapoló jellegű folyó is táplálhatja a felszín alatti vizeket az áradások alkalmával (2.5. ábra: b).

Arid régiókban (2.5. ábra: c) a folyókat a felszíni lefolyás táplálja, de a köztes áramlás is jelentősen hozzájárul a folyók alap vízhozamához. Itt tehát a folyó rátáplál a felszín alatti vizekre, a táplálás mértéke függ a vízmélységtől és az allúvium átteresztőképességétől.

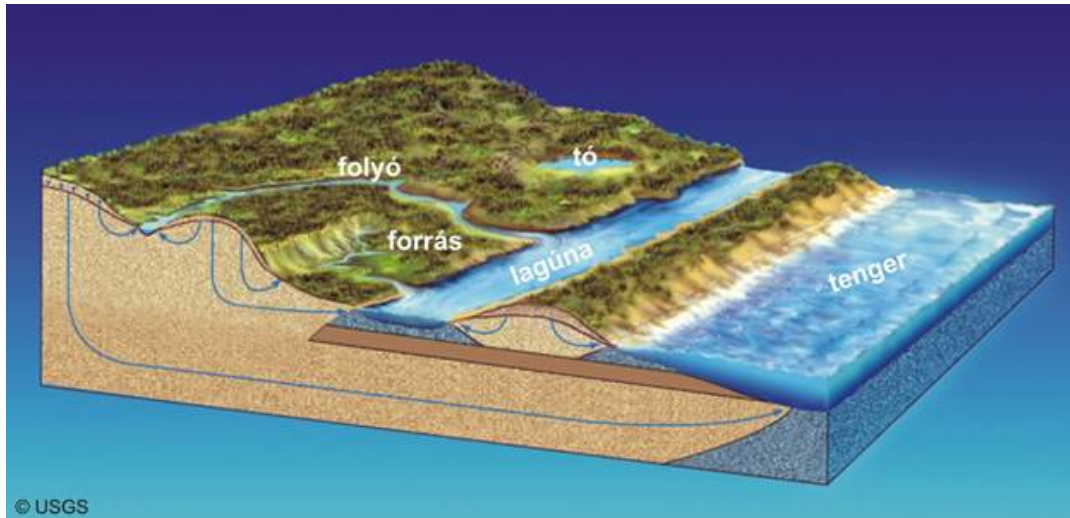
Azaz a folyók, tavak és a felszín alatti vizek kölcsönhatása is eredményezheti azt, hogy a felszín alatti vizek egy másik rezervoárból (folyóból, tóból, tengervízből) is kapnak vízutánpótlást.



2.5. ábra: Megcsapoló folyó és a felszín alatti vizek kapcsolata a) normál és b) áradási állapotban, valamint c) arid klímán (Fetter, 1994 nyomán módosítva Mádlné Szőnyi, 2011)

A felszín alatti vizek megcsapolódása a vizek kijutását jelenti a felszín alól a vízkörforgalom egyéb tározóiba. Megállapíthatjuk, hogy a vízkörforgalom felszín alatti folyamatainak elemzésénél jelenleg túlzott figyelem fordul az utánpótlódás meghatározására, holott a felszín alatti vizek kiáramlása, megcsapolódása sokkal többet elárul a felszín alatti vizek által megtett útról, de akár a beszivárgó vízmennyiségről és annak helyéről is. A megcsapolódás történhet diffúz módon a talajvízszint evaporációja, transzspirációja útján, de koncentráltan források formájában

is. A felszín alatti vízáramlások „végállomása” lehet folyómeder, tenger, tó vagy lagúna, ahol a megcsapolódás koncentrált, de diffúz módon is lejátszódhat (2.6. ábra).



2.6. ábra: Felszín alatti víz megcsapolódás formái (módosítva www.meted.ucar.edu)

A felszín alatti vizek megcsapolódásának legkevésbé látványos formája az evaporáció és transzspiráció. Síkvidéki területeken leginkább ez jellemző (2.7. ábra).

1



2.7. ábra: Felszín alatti vizek megcsapolódása evaporáció és transzspiráció révén (Mádlné Szőnyi, 2011)

A litoszféra vizei tehát a vízkörforgalom felszín alatti komponensei, melyek folytonos kölcsönhatásban állnak az atmoszféra, hidroszféra és bioszféra vizével. A ciklus bármely részéből történő vízelvonás vagy vízhozáadás a többi elemre is hatást gyakorol mennyiségtani értelemben. Így a folyóvizek áradásai, a tavak lecsapolása, a mezőgazdasági célú öntözés közvetetten a felszín alatti vízkészleteinket is befolyásolja és viszont. A felszín alatti vizek helyzete befolyásolja a felszíni vizeket, nem csak úgy, hogy a folyómederbe hosszú, csapadékmentes időszakban vizet juttat, de a belvíz helyzetet és az árvizek levonulását is érinti.

2.2 A vízmérleg-koncepció

2.2.1 Rendszerelvű megközelítés

A rendszer – definíció szerint – alkotóelemek olyan összessége, amik dinamikus kapcsolatban állnak egymással. A hidrológiai ciklus alap rezervoárjai, rendszerei az atmoszféra, hidroszféra és a litoszféra. Ezeken belül – a felszín

alatti vizek szempontjából – elkülöníthetjük: a növényzet, a földfelszín, talajnedvesség, felszín alatti vizek, medertárolás, óceáni medencék stb. alrendszereket.

A valós, dinamikus rendszerek a fizika alaptörvényei szerint működő rendszerek. A hidrológiai körfolyamat valamennyi alrendszere – a dinamikus, azaz a fizikai rendszerek működési elvén alapulva – vizet vesz fel (input), az átfolyik rajta (throughout), majd kifolyik (output) belőle. Az alrendszerek ezen vizet transzportáló folyamatai külön kezelendők az adott alrendszer szempontjából. Az általuk szállított vízmennyiségnek a később tárgyalásra kerülő vízmérleg-számításoknál van jelentősége. Egy példával illusztrálva, az atmoszféra inputja a párolgás, az átfolyás a kondenzáció, a kifolyás a csapadék hullás révén valósul meg.

A rendszerelvű megközelítés előnye, hogy integráló és keretet ad a folyamatok megértéséhez és az ezen alapuló számításokhoz. Megköveteli a különféle rendszerek közötti kapcsolatok egzakt megfogalmazását. Lehetővé teszi a ciklus matematikai leírását.

2.2.2 A vízmérleg egyenlet

A hidrológiai rendszerek elemzése a tömegmegmaradás törvényén nyugvó vízmérleg-megközelítésen alapul. A vízmérleg megközelítés alapösszefüggése a hidrológiai egyenlet, ami fogalmi alakjában triviális:

Befolyás = Kifolyás +/- Δ Tározás

A vízmérleg lényegében egy rendszerben előforduló vízmennyiségek nyilvántartásba vétele, beleértve a betáplálást, átfolyást és a kifolyást. Adott térfogatra és adott időintervallumra írható fel. Definíció szerint egy leltár, adott térrészbe specifikus idő alatt bejutó, onnan kilépő, valamint az ott tárolt vízmennyiséget jelenti. A vízmérleg egyenlet azt fejezi ki, hogy adott referencia térfogatra és időszakra vonatkozóan a kifolyó és a befolyó vízben jelentkező különbség változást idéz elő az adott térfogatra vonatkozó tározott készletben. A hidrológiai egyenletben szereplő mennyiségek áramlási intenzitás vagy térfogat dimenziójúak egyaránt lehetnek. Annak érdekében, hogy kiküszöböljük a különböző időskálán történő számítás okozta hibákat, célszerűbb a térfogategységek használata. Az egyenlet alkalmazása lehetővé teszi a szakszerű gazdálkodást a vízkészletekkel.

A kérdés bemutatására tekintsük át a hidrológiai egyenlet komponenseit a felszín alatti vizeket, mint rendszereket tekintve. A befolyás komponensei: csapadék, felszín alatti hozzáfolyás, felszíni hozzáfolyás, emberi import, így a csatornán keresztül a területre bevezetett víz, öntözés. A kifolyás komponensei: evaporáció, transpiráció, felszín alatti elfolyás, felszíni elfolyás, emberi export, így csatornán a területről elvezetett víz, vízkivétel kutakon keresztül stb. A tározott készletváltozás: a felszín alatti vízmennyiség megváltozása, ami jelentkezhet talajnedvesség, vízszint, vízhozam változásban.

A hidrológiai egyenlet felírásának csak akkor van értelme, ha meghatározott térfogatra (pl. vízgyűjtőmedence, tó, stb.) és meghatározott időintervallumra vonatkoztatjuk. Azaz megadjuk a vonatkoztatási térfogatot és időt. Rövid időintervallum esetén számottevő lehet a tározott készletváltozás. Hosszú időt figyelembe véve a hidrológiai egyenlet ezen tagja tart a zérushoz.

2.2.3 A hidrológiai rendszerek osztályozása

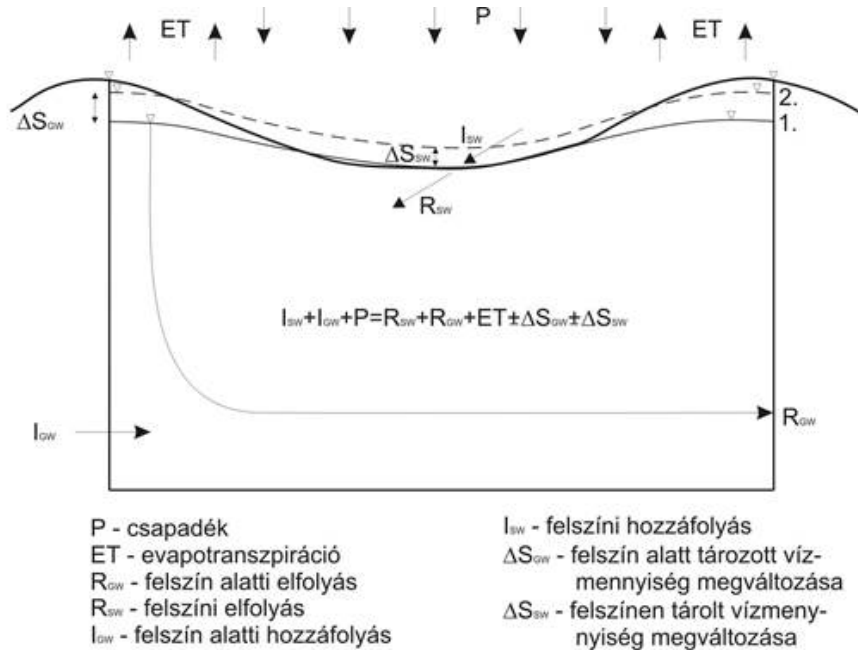
A hidrológiai egyenlet különféle méretű referencia térfogatra való alkalmazása vezet el a hidrológiai rendszerek osztályozásához, amely szerint azok nyitottak vagy zártak lehetnek.

Egy zárt hidrológiai rendszer vonatkoztatási térfogatán belül a tározott készlet nem változik. A rendszer határain keresztül nincs vízcseré. A zárt rendszerek nagy területeket és hosszú időintervallumokat fednek le, és ezalatt nincs változás a rendszer összes víztömegében. Hidrológiai értelemben a Föld vízmérlege globálisan zárt.

A nyitott rendszerek kisebb területi kiterjedésűek és rövidebb időszakra vonatkoznak, mint a zárt rendszerek. A nyitott hidrológiai rendszer határain keresztül van vízforgalom. A rendszer adott részeiben ideiglenes vízfelhalmozódás, illetve víztömegesökkenés léphet fel. A nyitott rendszer permanens, egyensúlyi állapotában a rendszerbe bejutó valamennyi víz átszállítódik a környező rendszerekbe. Azaz a rendszerben tározódó vízmennyiség nem változik. Nem permanens esetben a tározás változása nem zérus, azaz a kifolyás nagyobb vagy kisebb, mint a befolyás. Ennek megfelelően a rendszerben lévő vízmennyiség csökken vagy nő a kiindulási állapothoz képest.

Nyitott felszíni hidrológiai rendszer például egy tó, amelyet a csapadék, felszíni vízfolyások, mesterségesen bevezetett felszíni víz valamint a medrén át felszivárgó felszín alatti víz táplálhat. Vízének fogyasztója az evaporáció, a transzspiráció, a kilépő vízfolyások, elvezető csatornák, közvetlen vízkivételek és a felszín alá történő elszívárgás. Adott időintervallum alatt, ha a teljes hozzáfolyás több mint a kifolyás, vízfelhalmozódás, azaz vízszintemelkedés történik. Ellenkező esetben vízszintcsökkenés következik be.

Nyitott felszín alatti hidrológiai rendszer például egy extenzív áramlási rendszerű kis vízgyűjtő medence (2.8. ábra).



2.8. ábra: Kis vízgyűjtő medence, mint nyitott hidrológiai rendszer, vízmérlege

2.2.4 A felszín alatti vizek jelentősége a Föld vízmérlegében

Mint utaltunk rá, a Föld hidrológiai értelemben, globálisan zárt rendszerként kezelhető. Ezért vízkészlete emberi léptékkel állandónak tekinthető (2.9. ábra). A Földön az édesvíz – az 1000 mg/l-nél kisebb összes oldott anyag tartalmú víz – a teljes víztömegnek mindössze 2,8%-a. Ebből 2,1% a sarki jégsapkákban és gleccserekben kötött víztömeg, a felszíni víz részesedése 0,009%, a felszín alatti vízé pedig 0,61%. A mobilizálható édesvízkészlet 98%-a tehát felszín alatti víz. Ehhez képest elenyésző a felszíni vizek és a talajnedvesség édesvízkészlete.

Ugyanakkor a hidrológiai körfolyamaton keresztül nemcsak a víz közvetítődik egyik rezervoárból a másik felé, hanem a vizes oldatban zajló anyagtranszport is zajlik, beleértve a szennyező anyagok transzportját is. Ezért és a vízkészletek „megújulása” szempontjából is különleges jelentőségű az egyes rezervoárokból tárolt víz tartózkodási ideje (2.9. ábra). A két szélsőértéket az óceánvíz és a légköri víz képviseli a tartózkodási idők átlagát tekintve. Ugyanakkor a vízkörforgalom rezervoárjai közül a legnagyobb szélsőségek a felszín alatti vizekre jellemzőek. Itt hetektől, napoktól egészen 10^4 – 10^6 évig is terjedhet a tartózkodási idő.

A jelenleg a világra vonatkozó $\sim 4000 \text{ km}^3/\text{év}$ vízhasználat 99%-a csapadékból utánpótlódik, azaz megújuló forrásból származik. Kevesebb, mint 1%, azaz $30 \text{ km}^3/\text{év}$ ered nem megújuló forrásból, főleg Algéria, Líbia és Szaud-Arábia területén található víztartókból (Comprehensive Assessment of Agriculture 2007). Globálisan a teljes vízhasználat 20%-a származik felszín alatti vizekből, megújuló és csapadékból nem pótlódó forrásból. Ez a részesedés gyorsan nő, főleg a vízben szegény területeken, ahol a felszín alatti vízhasználat ötszörösére nőtt a XX. században. Azokon a területeken, ahol édesvízhiány van, ott sós vizet vagy tisztított szennyvizet használnak vízellátási célból. Ez a globális vízmérlegben nem éri el az 5%-ot, mégis jelentős a benne rejlő potenciál.

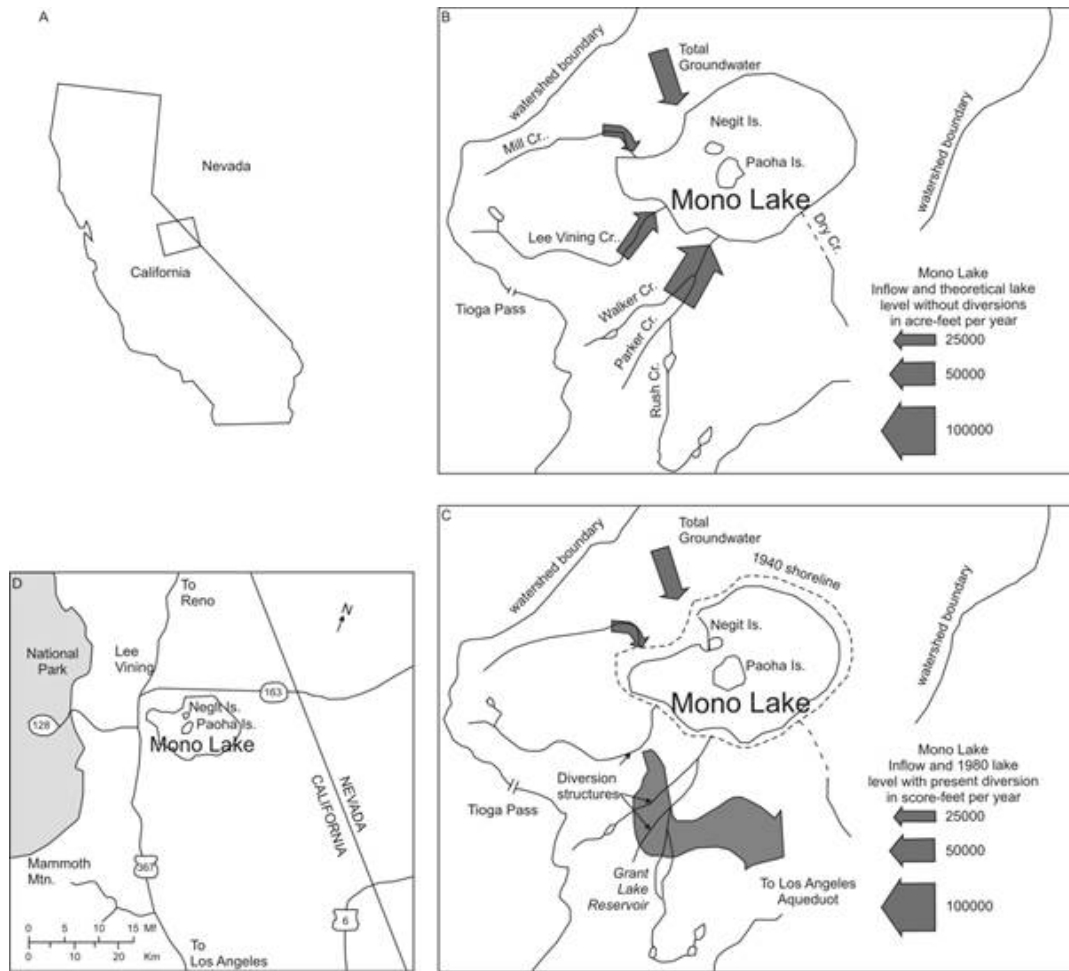
Paraméter	Felület (10 ⁶ km ²)	Térfogat (10 ⁶ km ³)	Térfogat (%)	Ekvivalens mélység (m)	Tartózkodási idő
Óceánok és tengerek	361	1370	94	2500	~4000 év
Tavak és víztározók	1,55	0,13	<0,01	0,25	~10 év
Mocsarak	<0,1	<0,01	<0,01	0,007	1-10 év
Folyók	<0,1	<0,01	<0,01	0,003	~2 hét
Talaj-nedvesség	130	0,07	<0,01	0,13	2 hét-1 év
Felszín alatti víz	130	60	4	120	2 hét- 10000 év
Sarki jég és gleccserek	17,8	30	2	60	10-10000 év
Légköri víz	504	0,01	<0,01	0,025	~10 nap
Víz a Bioszférában	<0,1	<0,01	<0,01	0,001	~1 hét

2.9. ábra: A Föld vízkészletének megoszlása a különböző rendszerek és alrendszerek között és a tartózkodási idő egyes víz-rezervoárakban (Freeze és Cherry, 1979)

2.2.5 Esettanulmány

A Mono-tó (2.10. ábra) szemléletes példája annak, hogy az egyébként rendkívül egyszerű vízmérleg-egyenlet figyelmen kívül hagyása, és emiatt a hidrológiai egyensúly megbomlása, milyen komoly hidrológiai és környezeti károkkal jár egy hidrológiai rendszer életében.

Mark Twain utazásai során már 1860-as években felismerte, hogy a Sierra Nevada keleti lejtőjénél elterülő, Nevada és Kalifornia állam határához közel fekvő Mono-tó egy lefolyástalan tó. Az író „dark and bloody mystery”-ként értékelte, hogy közel fél tucat patak folyik bele a tóba, de egyetlen folyó, vagy patak sem szállít el belőle vizet.



2.10. ábra: A Mono-tó földrajzi elhelyezkedése, a tó hidrológiai állapotváltozása a vízelvezetés következtében (Fetter, 1994 után módosítva)

A Mono-medence egy hegyközi medence, zárt vízgyűjtője egyik része Mono County-ban Kaliforniában, másik része Mineral County-ban Nevadában található. A medence kb. 300 km-re fekszik San Francisco-tól és a Yosemite Nemzeti Park keleti határát képezi. A tó közel ellipszis alakú, 22 km kelet-nyugati irányban és 16 km észak-déli irányban. A tavat 2500–2700 m magas hegyek veszik körül.

A tó természetes állapotában klimatikus kontroll alatt állt, azaz a tavat tápláló vízfolyások és a felszín alóli hozzáfolyás egyensúlyt tartott a tó vizét fogyasztó evaporációval. Az 1860-as években a tó vízszintje 1925 m tengerszint feletti magasságon volt. A természetes vízszintingadozás +/- 4 m. Az 1930-as évektől kezdve Los Angeles vízellátását a tavat tápláló vízfolyások vizének elvezetésével kívánták megoldani. Tárolók, csatornák építésébe kezdtek. 1941-től a Mono-tóba vezető vízfolyások közül négyet elvezettek a Los Angeles vízvezetékbe. Míg 1949-ben a vízszint 1923 m tengerszint feletti magasságon volt és a tófelszín 24610 ha-t tett ki 5,2%-os sótartalom mellett, 1981-re a vízszint 11 m-t süllyedt és a tófelület közel harmadával összezsugorodott (18400 ha). Ekkorra a tó sótartalma 9,5%-ra növekedett.

A vízszintcsökkenés oka, a tó hidrológiai egyensúlyának megbomlása, és az ennek következtében lejátszódott tározott készlet csökkenés. A tóba ömlő folyók elvezetése miatt a természetes párolgás jóval meghaladta a táplálást, ez vezetett a vízszintcsökkenéshez. Egyenletes csökkenést feltételezve a stabilizálódást 1897 m-es tengerszint feletti magasság mellett prognosztizálták, 10350 ha-os tófelszín és 27%-os sótartalom mellett.

A káros hidrológiai folyamatok a tó környék élővilágát is befolyásolták, azaz másodlagos ökológiai folyamatokat is előidéztek. A tó rák- és szúnyogállománya csökkent. Ennek következtében a Mono-medence táplálékláncának egy fontos része megsérült, mert ezek az élőlények sok fészkelő vándormadár táplálékául szolgáltak.

Hasonló helyzet állt elő a Föld egykor legnagyobb állóvizeként ismert Aral-tónál is. A nyolcvanas években az üzbég földekről hektáronként 25 mázsa gyapotot takarítottak be. A köztársaság vetésterületének háromnegyed részét a gyapotcserje ültetvények foglalták el. Az öntözéshez szükséges hatalmas mennyiségű vizet az Aral-tóba ömlő Szir-darja és Amu-darja folyókból biztosították. A párolgási fogyasztás jóval meghaladta a tavat tápláló vízmennyiséget. A tó kiszáradt medréből a szél által kifújta a sós por beborítja a környéket, súlyos légzőszervi és szembetegséget okozva a vízgyűjtő területén élő helybélieknek.

2.3 Magyarország vízkészletei

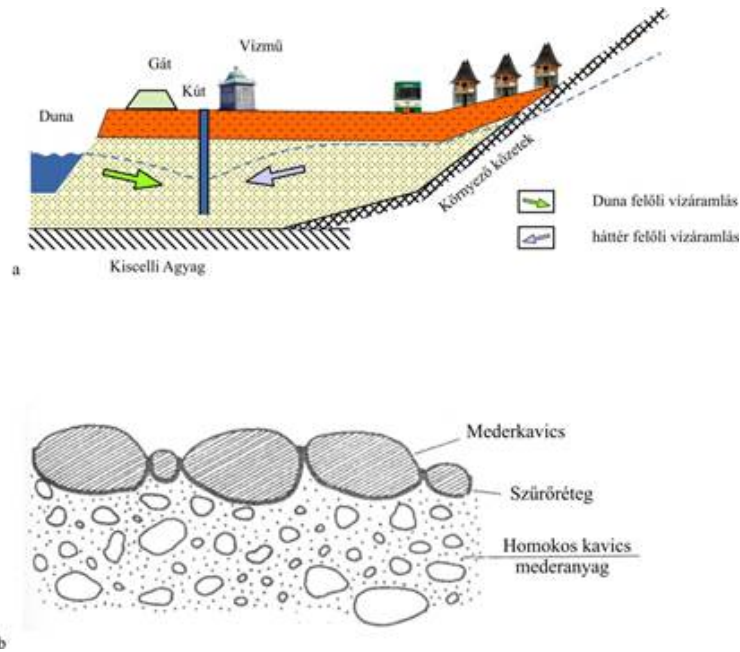
2.3.1 Az ivóvízellátás fejlődésének rövid áttekintése

Európa több országában, (Ausztria, Belgium, Németország, Dánia, Svájc, Románia) 70% feletti a felszín alatti vizek részesedése a vízellátásban. Az USA-ban 1950 óta több mint kétszeresére nőtt a felszín alatti vízhasználat (USGS). Magyarország e tekintetben is különleges helyzetű, mert a teljes vízellátás közel 98%-ban felszín alatti vízkészletekre épül. Ennek okai részben a rendelkezésre álló készletekben, részben vízellátási hagyományainkban keresendők.

A Kárpát-medencében jobb a víz helyzet, mint a világon nagy általánosságban és nagyságrendekkel jobb, mint a fejlődő világban. A hegyekkel övezett zárt medencében az éghajlati jellemzők területi változása, azaz gradiense nagyobb, mint Európában általában. A medence belsejében párolgási vízhiány uralkodik. A hegyek vízfeleslege a folyóvizeken és a felszín alatti víztartókba beszivároghatva jut el a medence belsejébe. A medencébe három oldalról érkeznek vizek és egy irányba távoznak. A folyóvizek tekintetében átmenő ország vagyunk, a Duna összes vízgyűjtőjének mindössze 10%-a esik Magyarországra. Vízkészleteink 95%-a külföldről származik, kiterjedtségünk nagy, vízálózatunk egyenetlen. Folyóvízkészleteink 75%-át a Duna, Tisza, Dráva, Száva vízfolyások teszik ki, a fennmaradó 25% kisvízfolyásokból származik. A hasznosítható felszíni vízkészlet 117,5 km³/év. Magyarország felszíni vizekben gazdag ország, ugyanakkor, ha az ország területén lehulló csapadékból származó lefolyást nézzük (6 km³/év), akkor igen szegény. Felszíni vizeinkből 25%-os a hasznosítás (1,5 km³/év), azaz a víz jórészt hasznosítás nélkül átadjuk déli szomszédainknak. Jelenleg 100 ezer ha-t öntözünk, de ez a jövőben elérheti az 500 ezer ha-t is. Az éghajlatváltozás a készleteket és igényeket kedvezőtlenül befolyásolja. „Ki a Tisza vizét issza, vágyik annak szíve vissza” strófa is elveszítette mára létjogosultságát. A felszíni vizek közvetlenül kitétek a szennyezőknek, nagy a baleseti (havária) jellegű szennyezés veszélye, melyet sok kisebb eset mellett a 2000. évi tiszai cianid és a 2010-es, a Tarna patakot, majd a Marcalt és a Rábát is elért vörösiszap szennyezés sajnálatosan bizonyított.

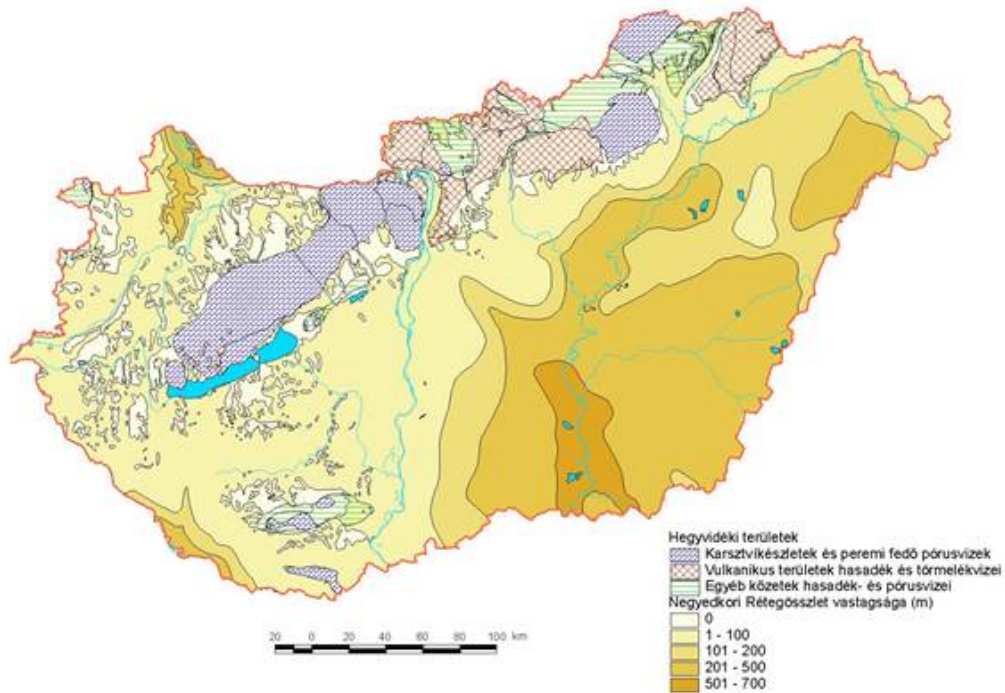
A felszín alatti hasznosítható vízkészlet alig 5%-a a felszíninek. A külföldi hatások ugyanakkor kevésbé érintik a felszín alatti vizeket, azok gyakorlatilag az egész ország területén hozzáférhetők. Vízellátási hagyományaink is a föntiekben vázolt hatásokat erősítik. A felszíni vizek csak a folyók mentén hasznosíthatók. A hegyvidéki területeken a források vizét fogyasztják. Síkvidéken a vízellátás csak kutakkal valósítható meg. Kezdetben gémes és kerek kutakkal talajvíz-hasznosítás történt. Az ásott kutak XIX. század közepén bekövetkezett elszennyeződése – bakteriális fertőzöttség és magas nitráttartalom miatt – indította meg a mélységi vizek feltárását. A mélyfúrású kutak az Alföldön kezdetben többnyire szabadkifolyással, majd később szivattyúzással termeltek. A mélyfúrású kutakra épült az ún. közutas, majd az 1950-es évektől meginduló közműves vízellátás. Jelenleg 1200 vízbázis több mint 10000 kúttal termel, jó minőségi megbízhatósággal. A partiszűrészű vízkészletek nélkül a kihasználtság 70%-os.

A felszíni és felszín alatti vízhasznosítás az ún. partiszűrészű vízhasználat révén fonódik össze. Ezt a vízfajtát Magyarországon a felszín alatti vízkészletekhez sorolják és az összes felszín alatti vízkivétel kb. 40%-át jelentik. A partiszűrészű vízkivételek a múlt század második felétől jelentek meg. Budapest első vízműve az Országház helyén működő partiszűrészű galéria volt. A Budapesti Vízművek a Duna kavicssteraszában tárolt vízkészletet hasznosítja. A termelés hatására – a mederfenékén található kavicsban kialakuló – kolmatált védőrétegen át a folyóvíz megsűrűsödve jut a kutakba és a felszín alól érkező vízhiánnyal együtt ivóvízi hasznosításra alkalmassá válik (2.11 ábra). A főváros környékén a legnagyobb ilyen partiszűrészre alkalmas területek a Szentendrei-szigeten, Csepel-szigeten és Szigetszentmiklóson találhatóak. A termelésre használt kutak 2–3 m átmérőjűek – tulajdonképpen nagy átmérőjű aknák – amelyekből oldalirányban szűrőcsövek ágaznak ki. Mélységük 15–20 m és, a meder 100–120 m-es környezetében találhatóak. A partiszűrészű víztermelés kapacitása Budapesten 1,2 millió m³/nap. Ennek a nagy, koncentrált vízkivételnek és így Budapest vízellátásának sincsen „működőképes” alternatívája. A Szigetközben a Duna hordalékkúp szintén 1 millió m³/nap vízkészlettel rendelkezik. Ebből mindösszesen 100000 m³/nap-ot hasznosítunk.



2.11 ábra A partszűrűsű víztermelés elvét szemléltető vázlat és a kolmatált réteg (b: Rákóczi, 1997)

A medencebeli és a hegyvidéki víztartók elterjedése gyakorlatilag az egész ország területén lehetővé teszi a vízellátást karsztos, hasadékos, illetve porózus medencebeli vízáadó képződményekből (2.12. ábra). A medencében a fő vízáadó képződmények a felső pannóniai és a pleisztocén korú rétegek. A rendszerváltozással párhuzamosan a jelentős üzemek bezárása és a vízdíj bevezetése miatt a regisztrált vízfogyasztás jelentős visszaesést mutat, ugyanakkor megnőtt az illegális vízhasználat. A legális vízkivételek számbavétele alapján az összes felszín alatti vízkitermelés Magyarországon a 2011. évre vonatkozóan (Nemzeti Környezetügyi Intézet) közel 600 millió m³. Az ivóvízminőség törvényi szabályozása jelent garanciát arra nézve, hogy az elfogyasztott víznek megfelelő legyen a biológiai minősége, ne tartalmazzon egészségre ártalmas kémiai komponenseket, hőmérséklete, színe, kielégítse az ivóvíz iránt támasztott igényeket.



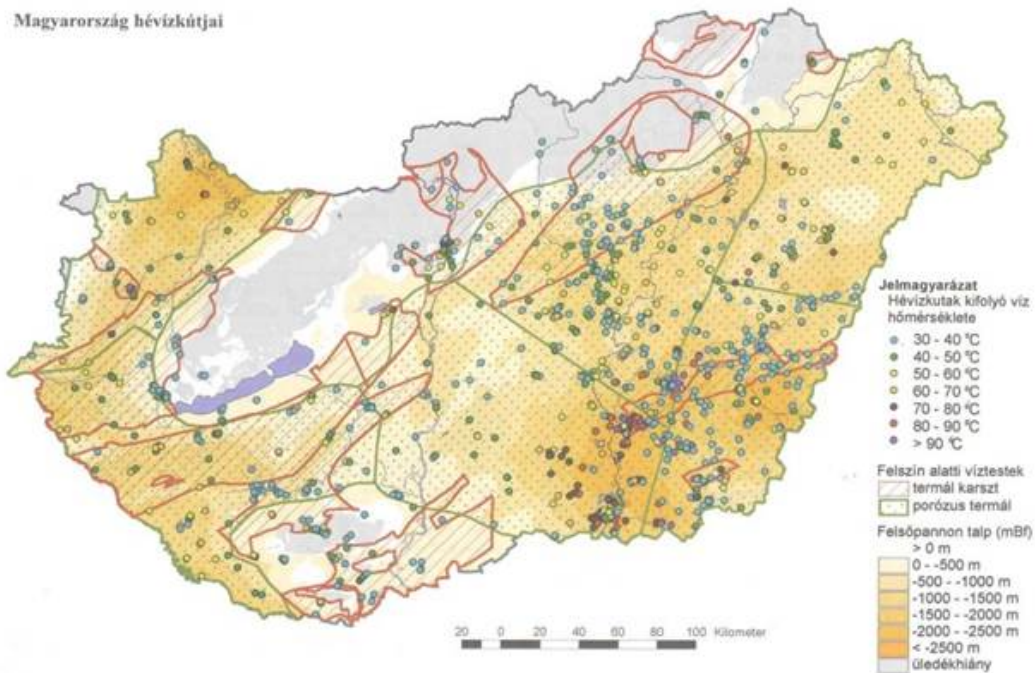
2.12. ábra: Magyarország felszín alatti víztartó képződményeinek elhelyezkedése, hévíztárolók nélkül (Liebe, 2002)

2.3.2 A termálvizek és ásványvizek Magyarországon

Fontos, belátni, hogy a felszín alatti vizek különböző célokra használhatók, így az ivóvízellátás, ipar és mezőgazdasági célok mellett termálvízként, ásvány- és gyógyvizekként. E vizek képződése azonban ugyanazokra a természeti folyamatokra vezethető vissza. Elkülönítésük kizárólag a felhasználási célt szolgáló követelményeken alapul.

Ismert, hogy Magyarország kitűnő geotermikus adottságokkal bír. A geotermikus gradiens átlagos értéke 45 °C/km . Európában csak Izland, Olaszország és Franciaország kelhet hazánkkal versenyre a geotermikus adottságokat tekintve. A kedvező geotermikus adottságok oka a vékony litoszféra, ami 60–100 km-es a Pannon-medence alatt, míg annak tágabb környezetében 120–240 km. Ennek köszönhetően, a földi hőáram – a környező területekhez képest – itt jóval intenzívebben lép a felszínre, a kontinensekre jellemző 65 mW/m^2 -hez képest akár 90–100 mW/m^2 -rel.

A kiemelten jó természeti adottságokhoz hozzájárul az is, hogy közvetlenül a felszín alatt törmelékes üledékek vagy repedezett mészkő, dolomit található, melyek jó víztárolóként működnek. A termálvíz – a hazai definíció szerint a legalább 30 °C -os víz – az ország területének több mint 70%-án rendelkezésre áll. 500 m mélységben a hideg területek kivételével az átlaghőmérséklet $35\text{--}40\text{ °C}$. A magasabb hőmérsékletet ($45\text{--}70\text{ °C}$) a vízáramlás fűtő hatása okozza. Nagyobb mélységben az áramlás által okozott hőmérsékleti anomália lecsökken. 1000 m mélységben az átlaghőmérséklet $55\text{--}65\text{ °C}$, 2000 m mélységben, pedig $110\text{--}120\text{ °C}$, a melegebb területeken $130\text{--}140\text{ °C}$. Tehát hazánkban adottak a természetes geotermikus rendszerek elemei: a hő, a tározó, és a közvetítő fluidum, a víz (2.13. ábra).



2.13. ábra: Magyarországi termálvíztestek és hévízkutak (Liebe, 2006)

A hévizeket ivó- és ipari vízhasznosítási célból is igénybe veszik, de csak kisebb hőmérsékletű vizekkel keverten. Az forró vizeket fűtési célokra használják (lakások, melegházak, közműrendszerek stb.). A termálvizek hasznosításánál a „kaskád” rendszer, tehát a csökkenő hőmérsékletű igényű fogyasztói igények „sorba kapcsolt” kielégítése többszörös felhasználás révén, fontos szempont. Az egyszer már használt vizeket lakások, gyárak, kórházak használati melegvíz ellátására újra felhasználják.

A legfontosabb környezeti gondok a hévíztermeléssel kapcsolatban a kutakban, forrásokban bekövetkező potenciál-, ill. hozamcsökkenés a túlzott vízhasználat miatt. Ez történt bányászati célú vízkitermelés következtében a Hévíztóforrás, a tatai Fényes-források esetében. Az emberi beavatkozások másik következménye a különböző összetételű és hőmérsékletű vizek keveredése és a keveredési arány megváltozása. Az elhasznált, környezeténél általában magasabb hőmérsékletű és magas sótartalmú hévizek elhelyezése is gondot okoz. A vizek felszíni befogadóba történő beengedése a vízminőségre, illetve az élővilágra gyakorolt káros hatása miatt komoly körültekintést, a várható környezeti hatások mérlegelését igényli. A hévízvizsszatáplálás csak az energetikai célú hévízhasznosítás esetében – vagyis kizárólag a víz hőjének hasznosítása után – lehetséges.

A gyógyvíz – orvosiilag bizonyítottan gyógyhatású víz – szomjúságot kielégítő íz miatt sem használható, elsősorban a megelőzést és a gyógyítást szolgálja. A termálvizek között sok a gyógyvíz, ezek gyakran csak hidegebb vízzel való keverés útján hasznosíthatók ivó- vagy fürdőkúra céljaira. Ekkor ügyelni kell a gyógyhatás fenntartására. A balneológiai, fürdési célú vízhasznosítás utáni visszatáplálás nem lehetséges.

Magyarország ásványvizeiről is méltán híres. Már az 1900-as évek elején virágzott a gyógyvízexport, amikor a dél-budai Saxlehner cég 10 millió palackot szállított külföldre (Hunyadi János, Ferenc József, Apenta). Először az 1929. évi XVI. törvénycikk szabályozta az ásványvíz és a gyógyvíz fogalmát. Korábban hőmérséklettől függetlenül ásványvíznek azt a vizet tekintették, amely több mint 1000 mg/l oldott szilárd alkotórészt tartalmaz. Szintén ásványvíznek minősült az a víz, amely egyes ritka, biológiailag aktív elemekből (lítium, bróm, jód, fluor, kén, bórsav, rádium) kimutatható 1–20 mg/l mennyiséget tartalmaz. Ha az oldott szilárd alkotórészek mennyisége nem érte el az 1000 mg/l-t, de az oldott gáztartalom jelentős (pl. a szabad CO₂ mennyisége meghaladja az 500 mg/l-t), a víz szintén ásványvíznek minősült.

Az Európai Unióban: a „mediterrán” ásványvíz fogalom az alacsonyabb oldott anyag tartalmú vizeket is ásványvízként kezeli. Az Unióhoz történő 2004-es csatlakozással, hazánkban ezen a területen is jogszabályi

átalakulások történtek, melyek értelmében megszűntek az oldott anyag tartalomra vonatkozó megkötések. 2004 óta Magyarországon is sokat gyengült a korábbiakban említett, az ásványvizekre érvényben lévő szabályozás.

A természetes ásványvíz élelmiszernek tekintendő, a biológiai vízigény (szomjúságoltás) teljes vagy részleges kielégítésére fogyasztjuk. Az elmúlt három évtized Magyarországon is sok változást hozott az ásványvizek használata terén, hiszen az 1979-es 2,4 l/fő fogyasztás 2009-re 110 l/fő-re emelkedett.

2.4 Ellenőrző kérdések

1. Kérdés: Miért töltenek be jelentős szerepet a Föld vízkészletében és Magyarországon a felszín alatti vizek?

Válasz: A mobilizálható édesvízkészlet 98%-a felszín alatti víz a Földön. A felszín alatti vizek ivóvízkészletünk biztosítékai Magyarországon, a teljes vízellátás 98%-a származik felszín alatti vizekből.

2. Kérdés: Írja fel egy olyan tónak a vízmérleg-egyenletét, amely egy regionális áramlási rendszer kiáramlási zónájában található, és a vizét öntözésre is használják!

Válasz: Csapadék + Felszín alatti víz hozzáfolyás = Párolgás + Öntözés +/- Tározott készletben beállt változás

2.5 A fejezetben felhasznált irodalmak

Borszéki, B. Gy. 1998: Ásványvizek, gyógyvizek. Budapest, Méte K., 107 p

Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture, 2007 – International Water Management Institute

Deming, D. 2002: Introduction to Hydrogeology. McGraw-Hill Higher Education.

Dobos, I. 2009: Magyar ásványvízkutatás 1973-1991 között a Nyugati-Kárpátokban. VI. Kárpát-medence Ásvány-és Gyógyvizei Konferencia. Geotudományok, A Miskolci Egyetem Közleménye A sorozat, Bányászat, 77. kötet, pp. 29-38. Miskolc, Egyetemi Kiadó.

Fetter, C. W. 1994: Applied Hydrogeology, MacMillan College Publishing Company, Inc., New York, p. 4, 113

Freeze, R. A., Cherry, J. A. 1979: Groundwater – Prentice-Hall Inc., New Jersey.

Liebe, P. 2006: Felszín alatti vizeink II. – Tájékoztató, Kármentesítési Program, Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, pp. 1-58.

Mádlné Szőnyi, J 2011: Talpunk alatt is folyik? – Felszín alatti áramlások a víz körforgalmában. Mindentudás Egyeteme 2.0 előadás, 2011.02.11., elérhető (2013.04.22.): <http://mindentudas.hu/elodasok-cikkek/item/2521-talpunk-alatt-is-folyik?-%E2%80%93-felsz%C3%ADn-alatti-%C3%A1raml%C3%A1sok-a-v%C3%ADz-k%C3%B6rforgalm%C3%A1ban.html>

Rákóczi, L. 1997: A folyómeder kolmatálódásra hajlamos részének lehatárolása a mederanyag elemzése alapján (Vízügyi Közlemények, 1997/3. füzet, Budapest)

Somlyódy, L. 2011: Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiai feladatok, Köztisztviselői Stratégiai Programok, 9–80., Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 2011. http://mta.hu/data/Strategiai_konyvek/viz/viz_net.pdf

Tóth, J. 1984: The role of regional gravity flow in the chemical and thermal evolution of groundwater. In: Hitchon, B. and Wallick, E. I. (Eds.): Proceedings, First Canadian/American Conference on Hydrogeology; Practical applications of groundwater chemistry, Banff, Alberta, Canada, June 22-26, 1984, Worthington, Ohio, National Water Well Association, 3-39.

Tóth, J. 1995: Hydraulic continuity in large sedimentary basins – Hydrogeology Journal 3/4, 4-16.

Internetes források:

www.meted.ucar.edu

3. fejezet - Folyadékpotenciál, Darcy törvénye

A felszín alatti vizek a vízkörforgalom szerves részét képezik. A beszivárgás folyamatainak következtében jutnak be a felszín alá, majd a felszín alatti lefolyást követően, megcsapolódásuknak köszönhetően kerülnek vissza az atmoszférába vagy a hidroszférába (1.8 ábra). A telítetlen zónán beszivárgó víz a talajvízszintet elérve a telített felszín alatti térrészbe jut, ahol a felszín alatti vízáramlási rendszereken keresztül zajlik a lefolyás. E folyamat energetikailag vezérelt, ebből következően fizikailag jellemezhető és meghatározott geometria mentén történik. A továbbiakban áttekintjük a felszín alatti vizek mozgásfolyamatainak leírására szolgáló alapvető összefüggéseket.

3.1 Darcy kísérlete és törvénye

A felszín alatti víz porózus közegben történő áramlásának kvantitatív tanulmányozása Henry Darcy francia hadmérnök kísérleteivel kezdődött. Ezen kísérletek eredményeit – melyeket 1856-ban publikált – ma már Darcy-törvényként ismerjük. E törvény rámutat a folyadékok térfogati áramlása, azaz az áramlási intenzitás és a folyadékpotenciál gradiense között fennálló kapcsolatra. Darcy-törvényében az áramlási intenzitást és a potenciál gradienst egy arányossági tényező kapcsolja össze. E konstans részben az áramlási közeg, részben az áramló folyadék tulajdonságainak függvénye.

Tekintsünk egy L [L] hosszúságú, azonos szemcseméretű, mosott homokot tartalmazó, A [L²] keresztmetszetű, vízzel telített hengert (3.1. ábra). A víz konstans hozammal Q [L³/T] áramlik a közegen keresztül, azaz a befolyó és kifolyó vízmennyiség egyenlő. Darcy azt találta, hogy a vízhozam arányos a cső keresztmetszetével (A), míg az arányossági tényező az áramlási intenzitás, azaz a q .

$$Q = q \cdot A \quad (3.1)$$

$$q = \frac{Q}{A} \quad (3.2)$$

Végezzük el a dimenzió elemzést annak érdekében, hogy megértsük a q fizikai tartalmát!

$$[A] = [L^2] \quad (3.3)$$

$$[Q] = \frac{[L^3]}{[T]} \quad (3.4)$$

$$[q] = \frac{\frac{[L^3]}{[T]}}{[L^2]} = \frac{[L]}{[T]} \quad (3.5)$$

A q bár látszólag sebesség dimenziójú – innen ered a Darcy-sebesség szóhasználat - de valójában fizikailag, a dimenzióelemzésből láthatóan (Q/A -ból következően), fajlagos térfogati hozam vagy áramlási intenzitás vagy térerő vagy fluxus. Ezek szinoním kifejezéseként kezelhetők.

A 3.1. ábra mutatja a folyadékoszlop magasságokat vagy hidraulikus emelkedési magasságokat h_1 és h_2 , a mérési pontokban P_1 és P_2 -ben. A mérési pontok távolsága Δl . A hidraulikus emelkedési magasságok különbsége a két manométerre vonatkozóan Δh . A hidraulikus emelkedési magasságok két komponensből tevődnek össze. Az egyik komponens a vonatkoztatási síktól a mérési pontig mért vízoszlop magasság, ez az ún. helyzeti magasság: z_1 és z_2 . A második a mérési pont fölötti vízoszlop magasság, vagy a nyomásmagasság: ψ_1 és ψ_2 . Darcy azt találta, hogy a permeabilis közegen keresztüli fluidumáramlás intenzitása q a fluidum hidraulikus gradiensevel arányos. A hidraulikus gradiens a két mérési pont közötti folyadékoszlop magasságok különbsége Δh , osztva a mérési pontok távolságával Δl .

$$q \sim \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (3.6)$$

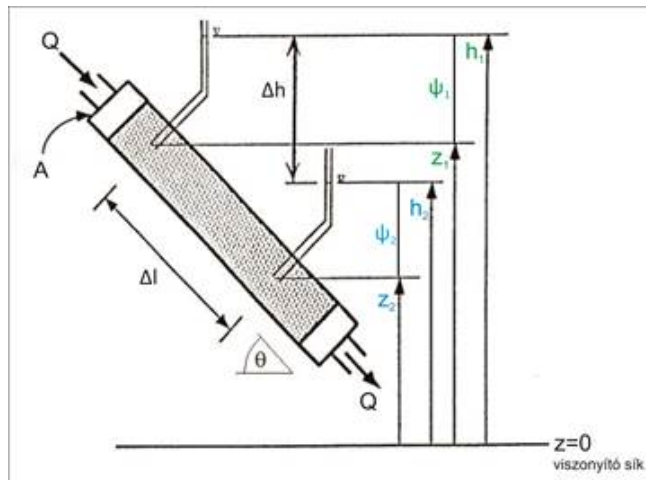
Az arányossági tényező, a hidraulikus vezetőképesség vagy szivárgási tényező:

$$q \sim K \quad (3.7)$$

A hidraulikus vezetőképesség a kísérleti tapasztalatok alapján a közeg és a fluidum tulajdonságainak a függvénye:

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (3.8)$$

ahol: k a közeg ún. belső, fluidum nélküli vezetőképessége vagy permeabilitása [L²], ρ a fluidum sűrűsége [M/L³], μ a fluidum dinamikai viszkozitása [M/LT], és g a gravitációs állandó [L/T²].



3.1. ábra: Darcy kísérleti berendezése (Freeze & Cherry, 1979 után módosítva)

A Darcy-törvény sokféle formában felírható, ezek közül az egyik legegyszerűbb:

$$q = -K \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (3.9)$$

Ahol h a hidraulikus emelkedési magasság [L], a $\Delta h/\Delta l$ a hidraulikus gradiens vagy esés [L/L=L⁰], a K a hidraulikus vezetőképesség vagy szivárgási tényező [L/T]. Az egyenletben a negatív előjel konvenció és arra utal, hogy az áramlás mindig a csökkenő hidraulikus emelkedési magasság irányában, azaz a nagyobb folyadékpotenciál felől a kisebb folyadékpotenciál felé megy végbe.

Egy másik alak, amelyben az áramlási keresztmetszet is szerepel:

$$Q = -KA \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (3.10)$$

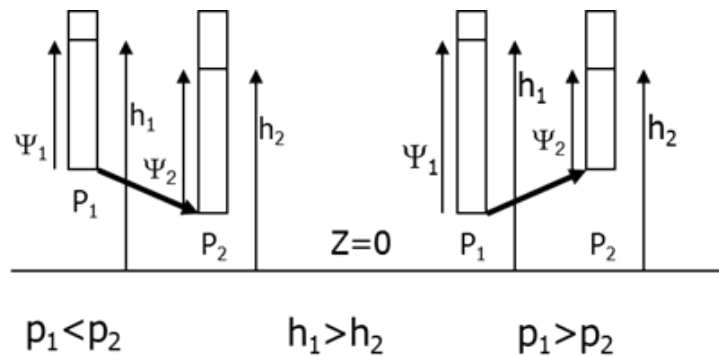
Ahol Q az átáramló hozam [L³/T] és A az áramlási keresztmetszet [L²]. A kísérleti henger végén kiáramló hozam (3.1. ábra) a hidraulikus gradiensből, az áramlási keresztmetszetből és a közeg hidraulikus vezetőképességéből számítható. Az ábra egyúttal mutatja a Darcy-törvény gyakorlati alkalmazását valós geológiai környezetben, ahol a manométereket kutak, a manométerekben mért vízszinteket a hidraulikus emelkedési magasságok helyettesítik, míg a K tényezőt a víztrató valós hidraulikus vezetőképessége adja. Az áramlási keresztmetszet a víztrató vastagságából és szélességéből számítható két dimenzióban.

A Darcy-törvény fizikai jelentősége, hogy összefüggést teremt a fajlagos térfogati hozam vagy áramlási intenzitás vagy fluxus vagy térerő q és a hidraulikus emelkedési magasság h egységnyi hosszra eső megváltozása, azaz a hidraulikus esés vagy gradiens dh/dl között.

A Darcy-törvény tapasztalati törvény, kizárólag kísérleti bizonyításon alapul. A törvény a tér minden irányában érvényes, $\theta > 90^\circ$ is. Azaz felpumpálás, felfelé irányuló mozgás esetén is érvényes. Az áramlás irányát kizárólag a Δh hidraulikus emelkedési magasság különbség szabályozza és nem a nyomás különbség Δp . A vízáramlás mindig a nagyobb hidraulikus emelkedési magasságú hely felől az alacsonyabb felé irányul. Ezért szerepel a negatív előjel Darcy-törvényében. A 3.2. ábra mutatja, hogy az áramlás a kisebb nyomásemelkedési hely felől ψ_1 a nagyobb felé ψ_2 történik. A nyomásmagasságok segítségével felírhatjuk a manométerekben kialakuló hidrosztatikai nyomást:

$$p = \rho g \psi \quad (3.11)$$

ahol: p a pórusnyomás, g a nehézségi gyorsulás és ρ a sűrűség. Így az ábrából az is leolvasható, hogy az első esetben $p_1 < p_2$, tehát a víz a kisebb nyomástól a nagyobb felé áramlik azért, mert a helyzeti magasság és a nyomásmagasság összege, a hidraulikus emelkedési magasság az első manométerben nagyobb, mint a másodikban, azaz $h_1 > h_2$. Az ábrából tehát egyértelműen megérthető, hogy az áramlás mindig a nagyobb hidraulikus emelkedési magasságú hely felől az alacsonyabb felé történik.



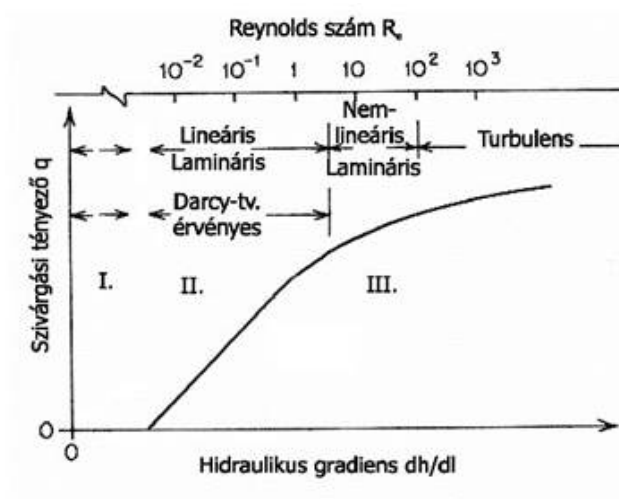
3.2. ábra: A Darcy-törvény a tér minden irányában érvényes

Az áramlási intenzitás, Darcy-sebesség q fizikai tartalma: egységnyi keresztmetszeten egységnyi idő alatt keresztuláramló vízmennyiség. Az áramlási intenzitás nem azonos a lineáris vagy vonalmenti sebességgel, v . Az áramlási intenzitás makroszkopikus átlagos fluidum sebesség, nem mikroszkopikus sebesség.

A Darcy-törvény érvényessége korlátozott. A hidraulikus gradiens és a fluxus közötti lineáris kapcsolat nem áll fenn a $dh/dl \rightarrow \infty$ tartományban. A lineáris összefüggés érvényességét a Reynolds szám R_e jellemzi:

$$R_e = \frac{q \rho d}{\mu} \quad (3.12)$$

ahol: ρ a folyadék sűrűsége, d az átlagos szemátmérő, μ a folyadék viszkozitása. A Darcy törvény érvényessége $R_e = 10^{-2} - 10_{-2}$ közötti tartományra korlátozódik, ez az ábrán II-vel jelölt tartomány. A lineáris kapcsolat nem áll fenn a túl kicsi $R_e < 10^{-2}$ és a túl nagy $R_e > 10^2$ Reynolds számok és az ezekhez köthető hidraulikus gradiensek mellett, a fluxus és a hidraulikus gradiens között. Az 3.3. ábra I-el jelölt tartománya az ún. szivárgás nélküli, illetve mikroszivárgási tartomány. Itt a pórusokban fellépő tapadóerők és a súrlódási erő meghaladja a gravitációs hajtóerőt. A III. tartomány az átmeneti és a turbulens szivárgás tartománya. Ebben a tartományban ugyan lehetséges a lamináris szivárgás, de már itt sem lineáris az összefüggés a fluxus és a hidraulikus gradiens között. Ennek oka a turbulencia miatt felépő tehetelenségi erőben rejlik. Mint már utaltunk rá, a $R_e > 10^2$ esetben már a turbulens szivárgási tartományban vagyunk, ahol nem érvényes a Darcy-törvény.



3.3. ábra: A Darcy-törvény érvényessége (Freeze and Cherry, 1979)

A Darcy-törvény általános formában felírható vektor alakban:

$$\vec{q} = -K\vec{\nabla}h \quad (3.13)$$

Skalár mennyiség, esetünkben a h gradiense felírható az adott skalár térbeli deriváltjaként:

$$\vec{\nabla}h = \frac{dh}{dx}\hat{x} + \frac{dh}{dy}\hat{y} + \frac{dh}{dz}\hat{z} \quad (3.14)$$

A Darcy-törvény a felszín alatti vizek mozgásának intenzitását leíró törvény. Megfigyelésből, kísérletből levezetett empirikus összefüggés. Az áramlás irányát a hidraulikus emelkedési magasság különbség szabályozza. A áramlás iránya és a hidraulikus gradiense ellentétesek. Ez a magyarázata a negatív előjelnek a Darcy-törvényben. A Darcy-törvény a tér minden irányában érvényes, azaz a q függőleges komponense – a mérési pontok között vizsgálva – felfelé és lefelé mutató egyaránt lehet.

A Darcy-törvény jelentősége abban rejlik, hogy valós hidrogeológiai szituációkban az áramlás leírására és előrejelzésére felhasználható. Például ha egy víztartóra tudjuk a víztartótól harántoló kutakban észlelt nyugalmi vízszinteket – akkor a folyadékáramlás intenzitása és a víztartóbeli hozam előre jelezhető, megfelelő kőzet- és fluidumtulajdonságokat feltételezve.

A szennyezők felszín alatti szállítódásának számításakor is ezeket az összefüggéseket kell használnunk. Az egységnyi keresztmetszeten átáramló szennyező hozam megállapításakor a fluxussal számolunk. A szennyező front előrehaladási ütemének becslésekor a lineáris sebességgel dolgozunk.

3.2 A folyadékpotenciál és a hidraulikus emelkedési magasság összefüggése

A Darcy-törvény szerint a h hidraulikus emelkedési magasság különbség határozza meg az áramlás irányát és intenzitását. Kérdés, ha ez így van, mi az a fizikai tényező, amit h -val mérünk. A választ King M. Hubbert adta meg, a „The Theory of Groundwater Motion” (1940) című munkájában.

Az egységnyi m tömegű folyadékot P_0 -ból P pontba mozgatva az ekkor fellépő munkakomponensek:

1. $z=0 \rightarrow z=z$ A gravitációval szemben végzett munka

$$W_1 = m \cdot g \cdot z \left[kg \frac{m}{s^2} m \right] = \left[kg \frac{m^2}{s^2} \right] \quad (3.15)$$

2. $v=0 \rightarrow v=v$ A $v_0=0$ -ról a $v=v$ -ig történő gyorsuláshoz használt munka

$$W_2 = \frac{mv^2}{2} \left[kg \frac{m^2}{s^2} \right] \quad (3.16)$$

3. $p_0 \rightarrow p$ A p_0 -ról p -re csökkent nyomás következtében az elasztikus táguláskor kifejtett munka vagy annak ellentéte.

$$m = V\rho \quad (3.17)$$

miatt felírhatjuk

$$W_3 = m \int_{p_0}^p \frac{V}{m} dp = m \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} dp \left[kg \frac{\frac{N}{m^2}}{\frac{kg}{m^3}} \right] \left[kg \frac{\frac{kg \frac{m}{s^2}}{m^2}}{\frac{kg}{m^3}} \right] = \left[kg \frac{m^2}{s^2} \right] \quad (3.18)$$

Az m tömegű folyadékot P pontba mozgatva, munkát végzünk rajta. Az előzőekben felírt három munkakomponens, a helyzeti energia, mozgási energia és az elasztikus energia adja a végzett munka összegét, azaz a teljes mechanikai energiát, E :

$$E = W_1 + W_2 + W_3 \quad (3.19)$$

A folyadékpotenciál, Φ az egységnyi tömegű folyadékra jutó összes mechanikai energia mennyisége:

$$(3.20)$$

$$\Phi = \frac{W_1 + W_2 + W_3}{m}$$

Így eljutunk a Bernoulli-törvényhez.

$$\Phi = gz + \frac{v^2}{2} + \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} \quad (3.21)$$

A következő feltételezésekkel élhetük: a felszín alatti nagyon kis szivárgási sebességek miatt a v elhanyagolható:

$$\frac{v^2}{2} \rightarrow 0 \quad (3.22)$$

Összenyomhatatlan folyadék esetén a sűrűséget konstansnak vehetjük ($\rho = konstans$) és felírhatjuk:

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} = \frac{p - p_0}{\rho} \quad (3.23)$$

Ezáltal a Bernoulli-törvény módosított változatához jutunk:

$$\Phi = gz = \frac{p - p_0}{\rho} \quad (3.24)$$

Ez a Hubbert-féle energiaegyenlet. A p_0 az atmoszferikus nyomás vagy viszonyító nyomás. Mivel a viszonyító nyomás értéke $p_0=0$, az egyenlet az alábbi alakra hozható:

$$\Phi = gz + \frac{p}{\rho} = gh \quad /g \quad (3.25)$$

$$h = z + \frac{p}{\rho g} = z + \psi \quad (3.26)$$

Ahol h a hidraulikus emelkedési magasság, z a helyzeti magasság, Ψ a nyomásemelkedési magasság. Az egyenlet alapján ugyanazon p mellett a Ψ és h különböző lesz, ha más a folyadék sűrűsége, ρ .

Nézzük meg a folyadékpotenciál, Φ kapcsolatát a hidraulikus emelkedési magassággal, h .

$$h = z + \psi \quad (3.27)$$

A P mérési pontban a nyomás: $p+p_0$

$$p = p_0 + \rho g \psi = p_0 + (h - z)\rho g \quad (3.28)$$

$$\psi = h - z \quad (3.29)$$

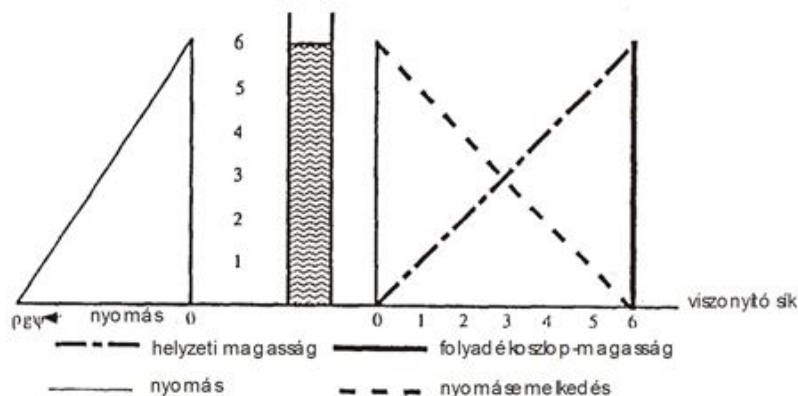
$$\Phi = gz + \frac{p - p_0}{\rho} = gz + \frac{(h - z)\rho g + p_0 - p_0}{\rho} \quad (3.30)$$

$$\Phi = gh \left[\frac{L}{T^2} L \right] \quad (3.31)$$

A levezetés eredményeként a folyadékpotenciálra kapott egyenletből következik, hogy a h , a hidraulikus emelkedési magasság, az egységnyi víztömegre jutó mechanikai energia mennyiségét fejezi ki és ezáltal a folyadékpotenciál Φ mérőszáma. A hidraulikus emelkedési magasság, h és a Hubbert-féle folyadékpotenciál, Φ a felszín alatti folyadékmozgás hajtóerejének kétféle kifejezése. A hidrogeológusok többnyire a h -val dolgoznak.

A következőkben vizsgáljuk meg a nyomásmagasság és a helyzeti magasság kapcsolatát egy statikus vízoszlop példáján (3.4. ábra). A vízoszlop tetején a hidrosztatikai nyomás nulla, mivel a viszonyító nyomást, a légköri nyomást zérónak tekintjük. Lefelé haladva a nyomás nő, mértéke $\rho g \Psi$ -vel jellemezhető. A folyadékoszlop alján a nyomás értéke: $\rho g h$ egység. A 3.4. ábrán a szaggatott vonallal a helyzeti magasságot, a folyamos vonallal a folyadékoszlop magasságot, a normál szaggatott vonallal a nyomásemelkedési magasságot jelöltük.

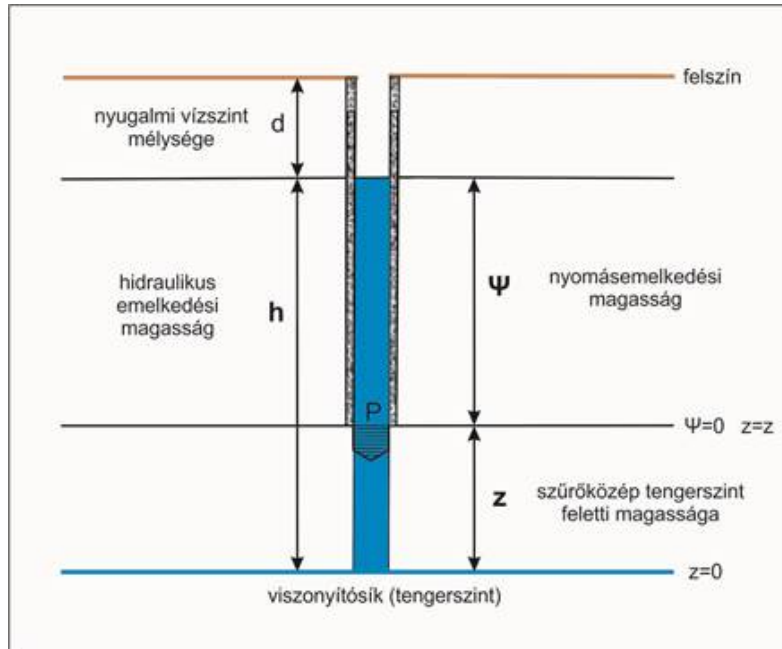
A folyadékoszlop-magasság a folyadék tetején hat egység, ebben a pontban megegyezik a helyzeti magassággal. Ha ebben a vízoszlopban a mérési ponttal haladunk lefelé, a nyomásemelkedési magasság növekedése mellett a helyzeti magasság ugyanolyan mértékben csökken. Ugyanakkor a kettő összege mindig kiadja a folyadékoszlop magasságot, hiszen statikus vízoszlopról van szó. Azaz a mérési pont helyzetének változtatásával a folyadékoszlop-magasság komponensei változnak.



3.4. ábra: A folyadékoszlop-magasság megoszlása a helyzeti és a nyomásemelkedési magasság között statikus

3.3 Kutakban végzendő mérések a folyadékpotenciál eloszlás meghatározására

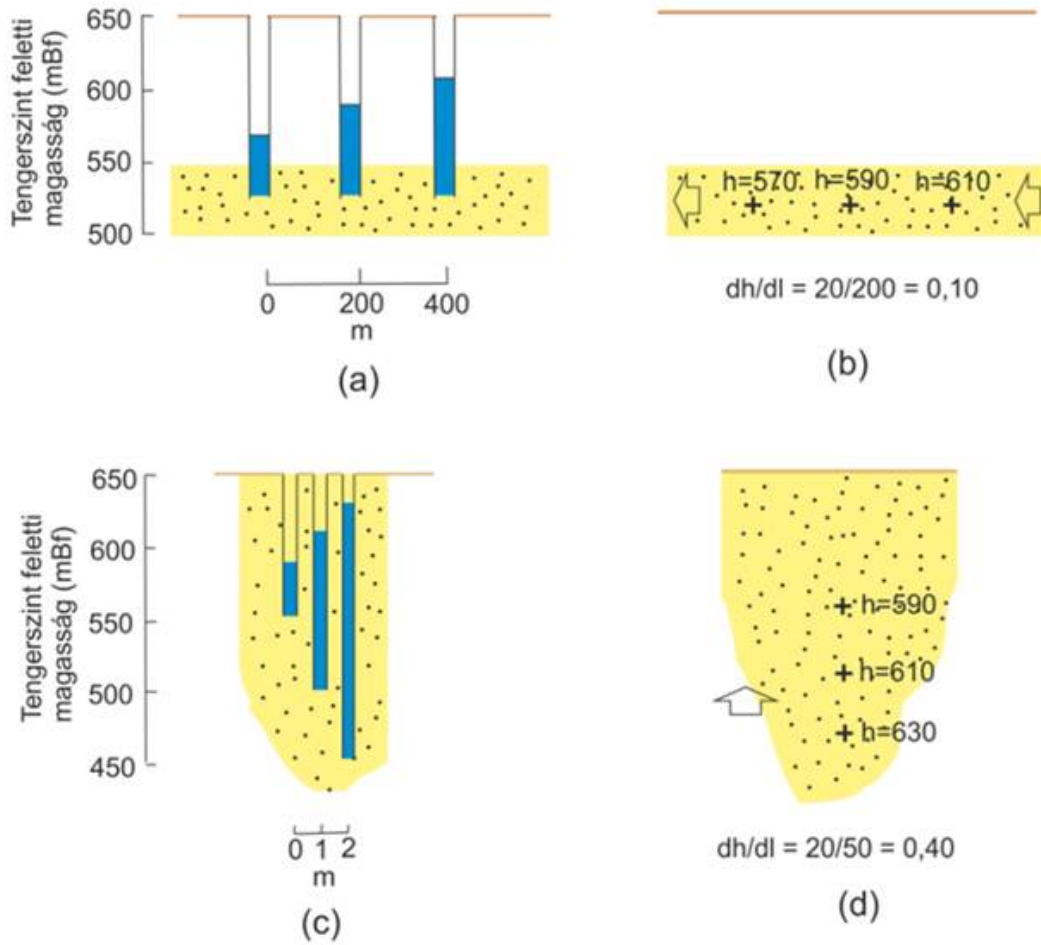
A folyadékrezecskék közötti energiakülönbség h különbségben mérhető, ezáltal közvetlen a kutakból meghatározható (3.5. ábra). A folyadék a nagyobb potenciálú hely felől a kisebb potenciálú hely felé áramlik.



3.5. ábra: Terepi potenciométer, kút (Freeze & Cherry, 1979 nyomán)

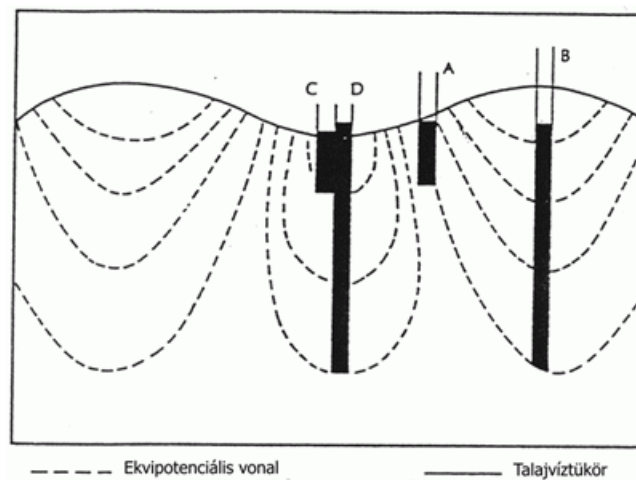
A kutakban mérhető h értékekből a hidraulikus gradiens horizontális és vertikális komponensének irányát és nagyságát is meghatározhatjuk (3.6. ábra). A horizontális gradiens meghatározására ugyannarra a mélységre szűrőzött kutakra van szükség. A bennük mért nyugalmi vízszintek különbségét, Δh elosztva a kutak horizontális távolságával Δl , megkapjuk a horizontális gradiens komponens nagyságát. A gradiens iránya ellentétes a fluxusával, azaz a kisebb hidraulikus emelkedési magasságú kút felől a nagyobb hidraulikus emelkedési magasságú kút felé mutat.

A függőleges gradiens komponens kiszámításához különböző mélységekre szűrőzött kutakra van szükség. A kutak mérési pontjainak eleváció különbségével, Δl elosztva a hidraulikus emelkedési magasságok különbségét Δh , megkapjuk a vertikális gradiens nagyságát. Az irány itt is a h értékektől függ és felfelé vagy lefelé irányuló lehet.



3.6. ábra: A hidraulikus gradiens horizontális és vertikális komponense kutakban mért hidraulikus emelkedési magasságokból meghatározva, homogén izotróp közeg esetén, a fluxusvektor irányának feltüntetésével (Freeze & Cherry, 1979 nyomán)

A felszín alatti vízáramlás kutakban mért adatokból rekonstruálható. Az áramkép összetevői az ekvipotenciálok és az áramvonalak. Az ekvipotenciálok a kutakban mért azonos h értékű pontokat összekötő izovonalak. Homogén és izotróp közegben ezekre merőlegesek az áramvonalak.



3.7. ábra: Az ekvipotenciálokat ábrázoló potenciometrikus keresztmetszvény

A 3.7. ábra egy potenciometrikus keresztmetszelyint mutat. Az ekvipotenciálok kifutnak a talajvízszintig. Mivel a talajvízszintben a nyomásmagasság zéró, azt mondhatjuk, hogy hidraulikus emelkedési magasság megegyezik a víztükör elevációjával. Ebből következően a talajvíz domborzattal párhuzamosan változó ekvipotenciálik értékeinek trendjei a 3.7. ábra alapján leolvashatók. Látszik, hogy az A és B potenciométerek ugyanazon az ekvipotenciálon találhatók. Nincs a két mérési pont között hidraulikus emelkedési magasság különbség, abból következően nincs áramlás sem. Ugyanakkor figyeljük meg, hogy a két kútban más és más a helyzeti és a nyomásmagasság aránya az azonos hidraulikus emelkedési magasságon ellenére. A C és D potenciométerek mérési pontjaiban látható ekvipotenciálokat leolvastva megállapítható, hogy a két kút között vertikális feláramlás prognosztizálható. Ugyanis a hidraulikus emelkedési magasság a D pontban nagyobb, mint a C pontban.

3.4 Csatolt áramlások

A gravitációs hajtóerő mellett a hőmérséklet gradiens, az elektromos potenciálkülönbség, a kémiai koncentrációkülönbség is indukálhat vízáramlást, még akkor is, ha gravitációs hajtóerővel nem számolhatunk. Ezekben az esetekben a Darcy-törvény egy általánosított formában szerepel.

$$q = -L_1 \frac{dh}{dl} - L_2 \frac{dT}{dl} - L_3 \frac{dC}{dl} \dots - L_x \frac{dX}{dl} \quad (3.32)$$

ahol L_1, L_2, L_3 az ún. fenomenológiai koefficiens, szerepét és természetét tekintve a hidraulikus vezetőképességhez hasonlítható.

$$q_1 = -L_{11} \frac{dh}{dl} - L_{12} \frac{dT}{dl} = -L_{11}i_1 - L_{12}i_2 \quad (3.33)$$

$$q_2 = -L_{21} \frac{dh}{dl} - L_{22} \frac{dT}{dl} = -L_{21}i_1 - L_{22}i_2 \quad (3.34)$$

Nehezíti a víz és hó áramlására vonatkozó megfontolásokat, ha kapcsolt folyamatokkal kell számolni. Ezesetben tekintetbe kell venni mind a víz mind a hóáramlást.

3.5 Jelölések, dimenziók és mértékegységek

A fejezetben szereplő paramétereket, azok jelölését, dimenzióját és mértékegységét a 3.8. ábra foglalja össze.

Paraméter	Jelölés	Dimenzió	SI mértékegység
Hidraulikus emelkedési magasság	h	[L]	m
Nyomásemelkedési magasság	ψ	[L]	m
Helyzeti magasság	z	[L]	m
Folyadéknyomás	P	[M/LT ²]	N/m ² vagy Pa
Folyadékpotenciál	Φ	[L ² /T ²]	m ² /s ²
Sűrűség	ρ	[M/L ³]	kg/m ³
Áramlási intenzitás	q	[L/T]	m/s
Hidraulikus vezetőképesség	K	[L/T]	m/s

3.8. ábra: A fejezetben szereplő paraméterek

3.6 Ellenőrző kérdések

1. Kérdés: Mit fejez ki a Darcy-törvény?

Válasz: Kifejezi a lineáris kapcsolatot a folyadékpotenciál gradiense, a hidraulikus gradiens és a fajlagos térfogati hozam/fluxus vagy térerő között.

2. Kérdés: Mi a jelentősége a hidraulikus emelkedési magasságnak vagy folyadékoszlop magasságnak a felszín alatti hidraulikában?

Válasz: A folyadékpotenciál, az egységnyi tömegű fluidum összes mechanikai energia mennyiségének mérőszáma. A nehézségi gyorsulással megszorozva megadja a folyadékpotenciál értékét.

3.7 A fejezetben felhasznált irodalmak

Fetter, C. W. 1994: Applied Hydrogeology. MacMillan College Publishing Company, Inc., New York, pp. 130-175.

Freeze, R. A., Cherry, J. A. 1979: Groundwater. Prentice-Hall Inc., New Jersey, pp. 15-25.

King Hubbert, M. 1940: The Theory of Ground-Water Motion. Journal of Geology, Vol. 48, No. 8, Part 1 (Nov. - Dec., 1940), pp. 785-944 Published by: The University of Chicago Press

Mádlné Szőnyi, J 2011: Talpuk alatt is folyik? – Felszín alatti áramlások a víz körforgalmában. Mindentudás Egyeteme 2.0 előadás, 2011.02.11., elérhető (2013.04.22.): <http://mindentudas.hu/elodasok-cikkek/item/2521.html>

Genetikailag megkülönböztetünk a kőzet keletkezésével egy időben képződött úgynevezett elsődleges és a konszolidációt követő másodlagos porozitást. Ez utóbbi létrejöhet tektonikus hatásra (pl. gránit), ill. az oldódás (pl. mészkő) és cementáció folyamatainak köszönhetően.

A pórustérfogat egy másik mérőszáma a hézagtérfogat, e . A hézagtérfogatot a pórustérfogat (V_v) és a kőzetváz térfogat (V_s) hányadosaként definiáljuk:

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (4.2)$$

ahol V_s a szilárd térfogat (a szemcsék térfogata) ($V_s = V_t - V_v$). A porozitás és a hézagtérfogat a következő egyenletekkel számítható át egymásba:

$$n = \frac{e}{1+e} \quad \text{és} \quad e = \frac{n}{1-n} \quad (4.3)$$

Mérnöki gyakorlatban jobbra nem a porozitást, hanem a hézagtérfogatot használják, mivel a feszültség és a deformáció (pl. konszolidáció) a szilárd anyag és a pórusok mennyiségének arányával függ össze. Ezzel szemben, a geológiai, hidrogeológiai gyakorlatban általában a porozitással dolgoznak, mivel elsődlegesen a teljes kőzettérfogatban található víz mennyisége érdekes számukra.

4.2 Áramlási intenzitás (q), vonalmenti sebesség (v)

A korábbiakban már definiált áramlási intenzitás (q), mely sebesség dimenziójának $[L/T]$ köszönhetően Darcy-sebességként is ismert, egy könnyen mérhető makroszkópikus tulajdonság. Adott folyadékrezecske valós, mikroszkópikus áramlási sebessége a porózus közegben azonban ettől megkülönböztetendő és vonalmenti/lineáris sebességnek nevezzük. Ez a folyadékrezecskek tényleges előrehaladási sebességét írja le az adott porózus keresztmetszeten keresztül:

$$v = \frac{q}{n} \quad (4.4)$$

ahol q az áramlási intenzitás vagy fluxus, v a vonalmenti vagy lineáris sebesség, n a porozitás.

Egy másik alak, amelyben az áramlási keresztmetszet is szerepel, az áramlási intenzitás

$$q = \frac{Q}{A} \quad (4.5)$$

képletéből kiindulva:

$$v = \frac{Q}{A \cdot n} \quad (4.6)$$

ahol Q a hozam $[L^3/T]$, A az áramlási keresztmetszet (teljes felület) $[L^2]$, n a porozitás, míg $A \cdot n$ a tényleges porózus keresztmetszet.

A q és a v közötti különbség főként a szennyező transzport (q alapján) és az elérési idő (v alapján) számításoknál fontos. A Darcy-törvény (q) jelentősége abban rejlik, hogy valós hidrogeológiai szituációkban az áramlás leírására és előrejelzésére felhasználható. Például ha egy víztartóra jellemezni tudjuk az összes mechanikai energiaeloszlást – a víztartót harántoló kutakban észlelt nyugalmi vízszintek segítségével – akkor a folyadékáramlás intenzitása és a víztartóbeli hozam előre jelezhető (megfelelő kőzet- és fluidum-tulajdonságokat feltételezve). A szennyezők felszín alatti szállítódásának számításakor is ezeket az összefüggéseket kell használnunk. Az egységnyi

keresztmetszeten átáramló szennyező hozam megállapításakor tehát a fluxussal számolunk. A szennyező front előrehaladási ütemének becslésekor azonban a lineáris sebességgel dolgozunk.

4.3 Hidraulikus vezetőképesség (K), permeabilitás (k)

Darcy célja a Darcy-törvényhez vezető kísérlete során a közegre és folyadékra jellemző vezetőképességi tulajdonságok elválasztása is volt. A 3.1. ábra szerint bemutatott kísérlet eredményeként Darcy azt találta, hogy a permeábilis közegen keresztüli fluidumáramlás intenzitása (q) a fluidum hidraulikus gradiensevel arányos:

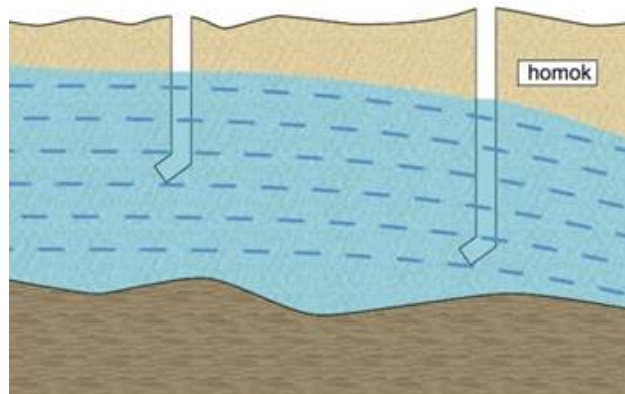
$$q \sim - \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (4.7)$$

A hidraulikus gradiens (hydraulic gradient): a két mérési pont közötti folyadékoszlop magasságok különbsége (Δh), osztva a mérési pontok távolságával (Δl). Felidézve a Darcy-törvényt, az arányossági tényező, a hidraulikus vezetőképesség/szivárgási tényező (hydraulic conductivity):

$$q \sim K \quad (4.8)$$

Ennek értelmezését Darcy további kísérletei tették lehetővé, melyek során manométerében (3.1. ábra) különböző folyadékokat alkalmazott azonos áramlási közegben, illetve azonos folyadékkal vizsgált különböző közegeket. Ennek eredményeként megállapította, hogy az áramlási intenzitás (q) arányos az átlagos szemcseátmérő négyzetével (d^2) (4.2. ábra), a folyadék sűrűsége és gravitációs állandó szorzatával (ρg), valamint fordítottan arányos a folyadék dinamikus viszkozitásával (μ):

$$q \sim d^2 \quad q \sim \rho g \quad q \sim \frac{1}{\mu} \quad (4.9)$$



4.2. ábra (animáció): A szemcseátmérő növekedésével (homok – kavics) növekvő áramlási intenzitás (Mádlné Szőnyi, 2011)

A hidraulikus vezetőképesség a kísérleti tapasztalatok alapján tehát a közet (d^2) és a fluidum ($\rho g/\mu$) tulajdonságainak függvénye:

$$K = \frac{C d^2 \rho g}{\mu} \quad (4.10)$$

ahol C egy további, az áramlási közeg belső geometriájától (osztályozottság, kötöttség, szemcseméret) függő állandó [0], d a szemcseátmérő [L], ρ a fluidum sűrűsége [M/L^3], μ a fluidum dinamikai viszkozitása [M/LT], és

g a gravitációs állandó [L/T^2]. A képletben a kőzet hidraulikai tulajdonságait kifejező Cd^2 tag a minta ún. belső, fluidum nélküli vezetőképessége vagy permeabilitása, k [L^2]:

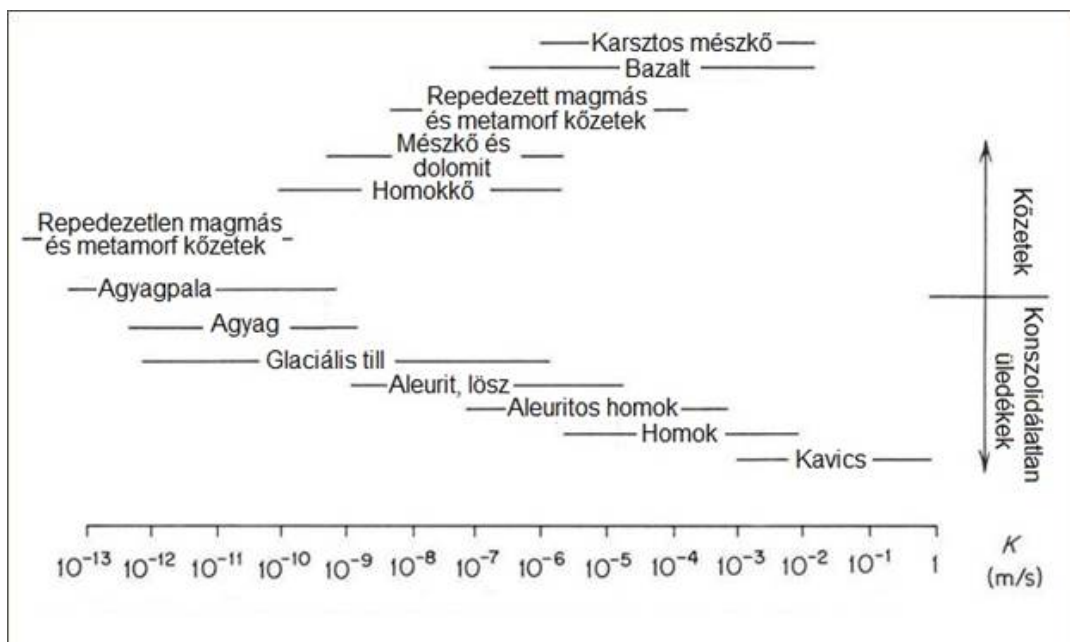
$$k = Cd^2 \quad (4.11)$$

Üledékekben a permeabilitás tehát nő a szemcseméret mediánjának növekedésével a nagyobb pórus torkoknak köszönhetően. Ellenben a szemcseméret átmérő adott mediánja mellett a szórás növekedésével csökken a permeabilitás, mivel az rosszabb osztályozottságra utal, így a finomabb szemű anyagok kitöltik a nagyobb szemcsék közti pórusokat.

C értéke, mely az áramlási közeg belső geometriájától (osztályozottság, kötöttség, szemcseméret) függő, kőzetre jellemző állandó az alábbiakban változik konszolidálatlan üledékekben: rosszul osztályozott finom homok: 40-80; jól osztályozott, középszemcsés homok: 80-120; rosszul osztályozott, durvaszemű homok: 80-120; jól osztályozott, durvaszemű, tiszta homok: 120-150.

A permeabilitás olajiparban használat mértékegysége a darcy. 1 darcy permeabilitású az a közeg, mely 10^{-3} PaDs viszkozitású folyadékot 1 atm/cm nyomásgradiens mellett $1\text{cm}^3/\text{sDcm}^2$ intenzitással enged keresztül (1 darcy = $1,02 \cdot 10^{-8} \text{cm}^2$).

A hidraulikus vezetőképesség és permeabilitás értékei 12-13 nagyságrendű skálán mozognak (4.3. ábra). Értékeik legalább nagyságrendi ismerete fontos. A jó vízvezetők K tényezője 10^{-2} - 10^{-5} m/s (kavics, kavicsos homok, homok), a gyenge vízvezetők, vízfogóké 10^{-5} - 10^{-9} m/s (finom homok, iszap, lösz), míg az agyagok igen jó vízfogók, ezek vezetőképessége 10^{-9} m/s-nál is alacsonyabb értékű.



4.3. ábra: Különböző kőzet és üledék típusokra jellemző hidraulikus vezetőképesség (K) értékek (Freeze és Cherry, 1979 nyomán)

4.4 Permeabilitás lépték-, mélység- és időfüggősége

A permeabilitás vagy a hidraulikus vezetőképesség meghatározásának alapvetően három módszere ismert, melyek mind különböző átlagtérfogatra vonatkoztatható értékeket adnak meg. A laboratóriumi tesztek során fűrómagokat vizsgálnak, melyek térfogata mindig $\ll 1 \text{m}^3$. *In situ* kútesztek során egy vagy több kút vonható be a vizsgálatba, s az utóbbi esetben természetesen nagyobb területre vonatkozik az eredmény. A kőzettérfogat, amelyre a permeabilitás érték ekkor meghatározható $< 10 \text{m}^3$ (kis-permeabilitású közegben végzett egy kutas teszt esetén)

és $> 10^5 \text{ m}^3$ (nagy permeabilitású közegben) között változhat. Végül még nagyobb, regionális léptékű permeabilitás értékek numerikus modell vizsgálatokkal adhatók meg 10^2 m^3 és $> 10^3 \text{ km}^3$ vizsgálati térfogatra.

A különböző módszerekkel és léptékben meghatározott permeabilitás értékek adott területen gyakran mutatnak lépték-függőséget. Ez legjellemzőbben kristályos kőzetekben fordul elő, amelyek permeabilitását elsősorban a törések, repedések adják. Az ilyen kőzeteken végzett laboratóriumi és *in situ* mérések eredményei általában 10^4 - 10^6 nagyságrendű változékonyságot mutatnak, attól függően, hogy a rendkívül alacsony permeabilitású mátrixban, egy összetöredezett zónában, vagy egyetlen törésen belül történt-e a mérés (a permeabilitás a felsorolás irányában nő). A permeabilitás változékonysága jellemzően csökken a vizsgálat léptékének növekedésével. Így a regionális léptékű permeabilitások általában magasabbak az *in situ* értékeknél, feltehetően a regionálisan jelentős vetők, törések alulreprezentáltsága miatt. Ugyanakkor előfordulhat az is, hogy a regionális léptékű permeabilitás alacsonyabb az *in situ* értéknél, ha az *in situ* vizsgálatok magasabb permeabilitású rétegekre összpontosultak (ami általános a víz- és szénhidrogén kutatás terén is), vagy ha regionálisan nem folytonos törés-rendszereket értek.

A permeabilitás vagy a hidraulikus vezetőképesség mindemellett a mélység függvényében is változik. Azonban míg a léptékfüggés nem egy valós jelenség, hanem a nem megfelelő mintázási módszerek „műterméke”, addig a mélységtől való függés különböző fizikai és kémiai folyamatok következménye, melyek a legtöbb geológiai helyzetben általánosak. Így a permeabilitás mélységgel való csökkenése az üledékek kompaktálódása (tömörödése), valamint hőmérséklet- és nyomás-függő diagenetikus és metamorf átalakulása során bekövetkező porozitás csökkenés eredménye.

Végül meg kell említsük a permeabilitás és a hidraulikus vezetőképesség időfüggését is a folyamatosan zajló deformációs, oldódási, kicsapódási, metamorf, és egyéb folyamatoknak köszönhetően. Bizonyos geológiai folyamatok, például az üledékek kompaktációja, tömörödése fokozatos permeabilitás fejlődést (általában csökkenést) eredményeznek, míg mások, például a hidraulikus repedések, földrengések pillanatszerű változásokat (általában növekedést) okozhatnak a permeabilitásban.

4.5 Hidrosztratigráfia

Érdeemes itt kitérni a kőzetek hidraulikai tulajdonságaik alapján történő osztályozására, azaz a hidrogeológiában használt hidrosztratigráfiai kategóriákra. A kőzetváz vízvezető képességen (K) alapuló osztályozásából levezetett hidrosztratigráfiai vagy vízrétegtani kategóriák: a vízvezető, a vízlassító vagy vízfogó, és a vízzáró. Ezek jellemzik egy adott réteg, földtani képződmény relatív hidraulikai funkcióját. A fogalmaknak létezik egy hidrogeológiai és egy gazdaságossági értelmezése is.

A vízvezető (aquifer) az "aqua" "víz" és a "ferro, ferre" (vinni) latin szavakból ered: vizet tároló és vizet továbbító képződményeket jelent (pl. kavics, homok, töredezett és/vagy karsztos dolomit és mészkő). Ezek a képződmények gazdaságilag lényeges mennyiségben tudnak vizet szolgáltatni. Egészen más ez a funkció pl. Budapest és egy tanya vízellátása viszonylatában. Ez is utal a fogalom relativitására.

A vízlassító, vagy vízfogó (aquitard), "tardo, tardere" rétegek (pl. homokos agyag, kőzetliszt): víztárolásra és vízvezetésre képesek, de nagyságrendekkel kisebb mértékben, mint a vízvezetők. Belőlük gazdaságos mennyiségben nem termelhető ki víz.

A vízzáró (aquiclude), "cludo, cludere" (zárni) latin szóból származó fogalom csak elméletileg létezik a modern hidrogeológiai felfogás szerint. Abszolút impermeabilitást kizárólag hidraulikai problémák határfeltételeként értelmezhetünk és alkalmazhatunk matematikai megoldásaink során. Ugyanakkor a valóságban nem létezik abszolút vízzáró képződmény, bizonyos térbeli és időbeli léptékben minden kőzet átteresztő.

A medencehidraulikai közelítés szerint megkülönböztetünk uralkodóan porózus képződményekből felépülő üledékes medencéket. Ezekben a vízvezető és vízlassító rétegek szendvicsszerűen, ill. egymással összefogozódva fordulnak elő, magukon viselve az egykori üledékképződési környezet sajátosságait. A hegyvidéki területeket ugyanakkor többnyire repedezett, hasadékos vízvezetők építik fel, amelyek utólagos oldás révén lehetnek karsztosodottak (dolomit, mészkő). Kevésbé jó víztárolók és vezetők a magmás kőzetek, amelyek alapvetően hasadékosak, vízvezető járataik kevésbé fejlettek.

A víztartók további osztályozását tekintve térbeli helyzete alapján megkülönböztetünk fedetlen víztartót, amelyről akkor beszélünk, ha a víztartó rétegben előforduló víz felszínére atmoszferikus nyomás hat. A víztartóban kialakuló

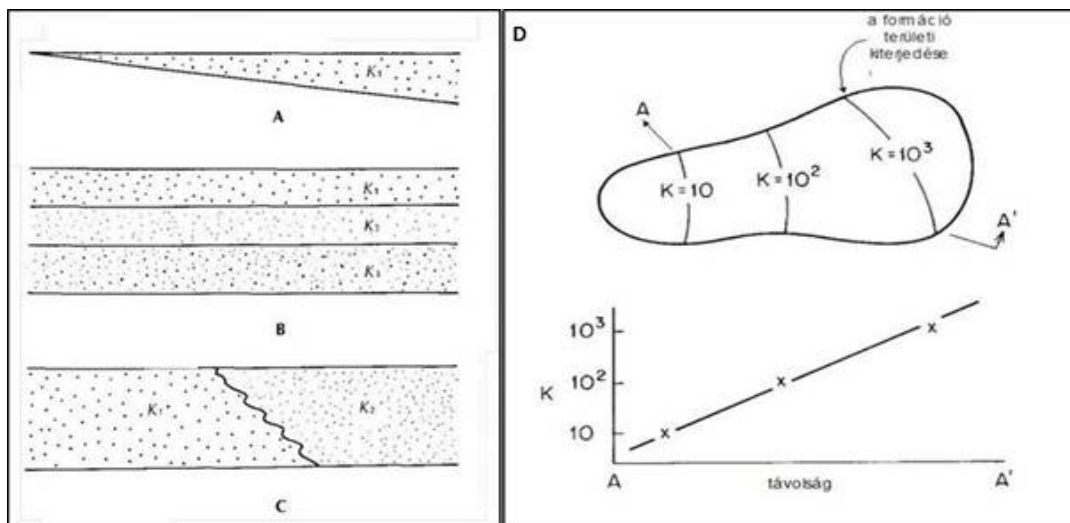
talajvíztükör így nyílt, azaz víztartó felső szintje alatt található. A talajvíztükör alatti, kétfázisú zónát, ahol a szilárd közetváz pórusait általában víz tölti ki, telített zónának is nevezzük. A talajvíztükör feletti, háromfázisú zónát, ahol a szilárd közetváz pórusait általában víz és levegő tölti ki, telítetlen zónának nevezzük. A pórusok azonban a talajvíztükör fölött is telítetté válhatnak a kapilláris vízemelésnek köszönhetően, ez az ún. kapilláris öv. Energetikailag mégis különbözik a tényleges telített zónától, mert itt a pórusnyomás kisebb az atmoszferikusnál.

Bizonyos esetekben, ahol egy-egy vízfogó réteg (pl. agyag) a talajvíztükör szintje fölött fordul elő, ez a réteg a beszivárgó vizet visszatarthatja és fölötte telített vízlencse alakul ki. Ez általában korlátozott térbeli kiterjedésű és a telítetlen (háromfázisú) zónán belül okoz átmeneti víztelítettséget, függő víztartót képezve. A függő vízlencse és a hegyszélel kontaktusán források is fakadhatnak belőle.

Két vízfogó réteg közötti víztartó az ún. fedett víztartó. Amennyiben a víztartó kúttal történő megnyitása esetén a nyugalmi vízszint a víztartó felső szintje alatt helyezkedik el, akkor nyílt tükrű fedett víztartóról beszélünk. Ha a nyugalmi vízszint a víztartó felső szintje fölé emelkedik, akkor fedett, leszorított tükrű víztartóval van dolgunk. A túlfolyó vízü kutakat másként artézi vagy szabadkifolyású kútnak is nevezzük. Magyarországon is számos ilyen kút van, köztük egy a Csongrád-1-es MÁFI megfigyelő kút, melyben 1200 m-es mélységből 16 m-rel a felszín fölé emelkedik a nyugalmi vízszint.

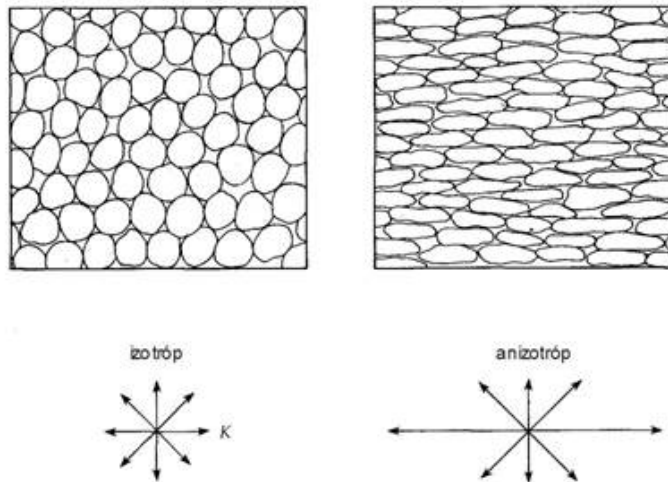
4.6 Heterogenitás, anizotrópia

A hidraulikus vezetőképesség a tér különböző helyein más és más lehet, ez esetben heterogén közegről beszélünk (például folyóvízi rétegek, melyekben finomabb és durvább szemcséjű üledékek összefogazódnak): $K(x,y,z) \neq \text{const}$. Amennyiben a hidraulikus vezetőképesség a tér különféle pontjaiban azonos, a közeg homogén $K(x,y,z) = \text{const}$. Az eolikus homokrétegek ilyen homogén közegnek tekinthetők. Formáját tekintve megkülönböztethetünk vastagsági (4.4. ábra: A), rétegzési (4.4. ábra: B), szakadással (4.4. ábra: C) és trendszerű (4.4. ábra: D) heterogenitást.



4.4. ábra: Vastagsági (A), rétegzési (B), szakadással (C) (Fetter, 1994) és trendszerű heterogenitás (D) (Freeze és Cherry, 1979)

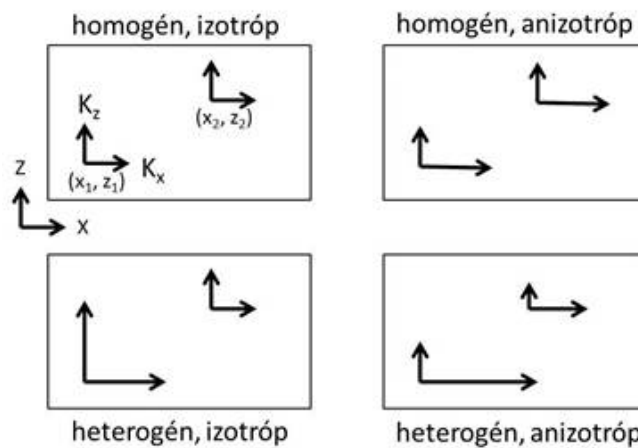
Hasonlóképpen értelmezhetjük a hidraulikus vezetőképesség irányfüggőségét. Ennek értelmében izotróp $K_x=K_y=K_z$ (pl. eolikus homok) és anizotróp $K_x \neq K_y \neq K_z$ (pl. folyóvízi üledék) közegről beszélhetünk (4.5. ábra), míg horizontálisan rétegzett üledékek esetén gyakori a ferde anizotrópia is: $K_x=K_y \neq K_z$.



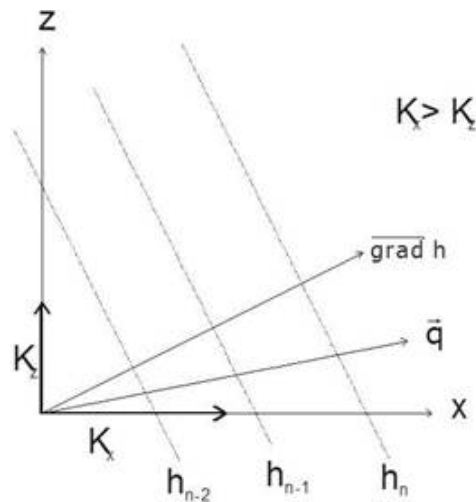
4.5. ábra: Izotróp és anizotróp közeg (Fetter, 1994)

A természetes földtani képződmények általában egyidejűleg heterogének és anizotrópok (4.6. ábra). Az anizotrópia elsődleges oka ásvány-léptékben az agyagásványok orientációja mondjuk üledékes kőzetekben és konszolidálatlan üledékekben. Nagyobb léptékben pedig az üledékes és vulkáni rétegzettség okozhat anizotrópiát az agyag és homok rétegek váltakozásával. Ennek eredményeként üledékes rétegsorokban gyakori, hogy a rétegzettséggel párhuzamos hidraulikus vezetőképesség (és permeabilitás) sokszorosa az arra merőlegesnek.

Az anizotrópia elsődleges következménye pedig, hogy az áramtérben a hidraulikus gradiens ($\overline{\text{grad}h}$) és az áramlási intenzitás (\vec{q}) iránya nem fog egy irányba esni (4.7. ábra), mivel az áramlás eltérül a kisebb ellenállás irányába (pl. ha $K_x > K_z$, akkor x irányba).



4.6. ábra: A heterogenitás és az anizotrópia négy lehetséges kombinációja (Freeze és Cherry, 1979)

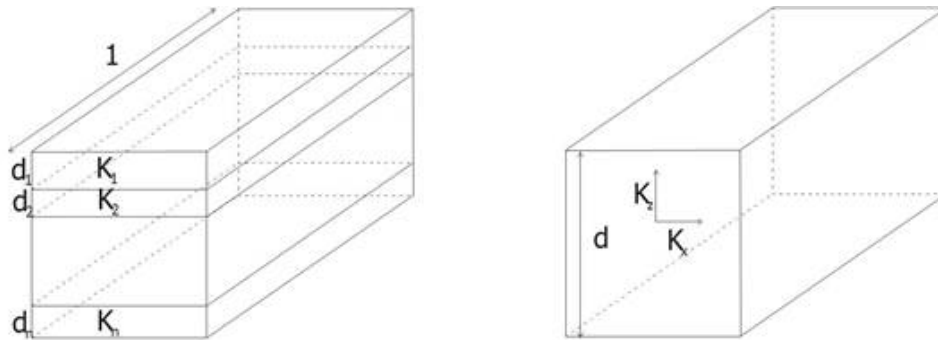


4.7. ábra: Az anizotrópia hatása az áramlásra: a hidraulikus gradiens ($\overline{\text{grad}h}$) és az áramlás (\vec{q}) iránya nem esik egy irányba

4.7 Rétegzett heterogén közeg transzformációja

A természetben jellemző, izotróp rétegekből álló rétegzett heterogén rendszerek az alábbi transzformáció útján hidraulikailag egyenértékű, homogén anizotróp rendszerre alakíthatók, melyekkel egyszerűbbek a hidraulikai számítások.

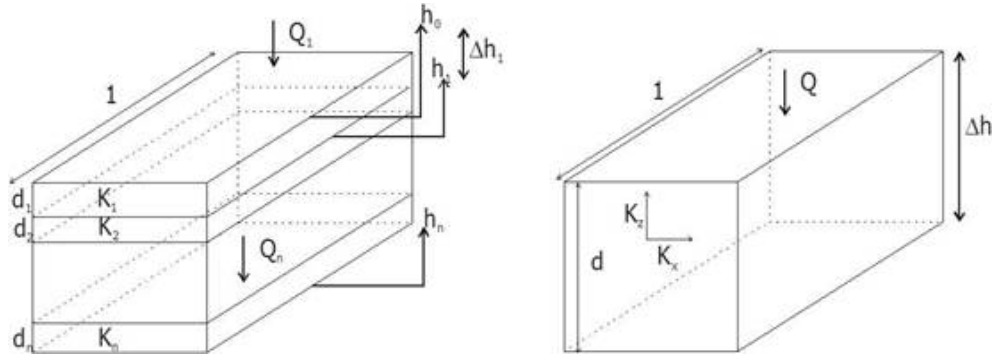
A 4.8. ábra szerinti rétegzett rendszerből kiindulva, annak minden egyes rétege homogén és izotróp, de más-más vastagság (d_1, d_2, \dots, d_n) és K értékkel jellemezhető (K_1, K_2, \dots, K_n). Ugyanakkor ez a rendszer kezelhető egyetlen homogén, anizotróp réteggént is a következő transzformáció segítségével.



4.8. ábra: Rétegzett heterogén közeg transzformációja hidraulikailag egyenértékű, homogén anizotróp rendszerre

A transzformációt 2 lépésben hajtjuk végre. Először a rétegzettségre merőleges áramlást engedünk meg a vertikális hidraulikus vezetőképesség (K_z) meghatározása érdekében, majd a rétegzettséggel párhuzamos áramlást a horizontális hidraulikus vezetőképesség (K_x) meghatározásához.

Először tehát a rétegzettségre merőleges áramlást engedünk meg (4.9. ábra).



4.9. ábra: Rétegzett heterogén közeg transzformációja hidraulikailag egyenértékű, homogén anizotróp rendszerre a rétegzettségre merőleges áramlást engedve

Mivel folyamatos, időben állandó áramlásról van szó, az áramlási intenzitás állandó a rendszeren keresztül, azaz q mindenütt azonos:

$$q = K_1 \frac{\Delta h_1}{d_1} = K_2 \frac{\Delta h_2}{d_2} = \dots = K_n \frac{\Delta h_n}{d_n} \quad (4.12)$$

Legyen $\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots + \Delta h_n$ és $d = d_1 + d_2 + \dots + d_n$, valamint K_z a rétegzett rendszer ekvivalens vertikális hidraulikus vezetőképessége. Ezek szerint:

$$q = K_z \frac{\Delta h}{d} \quad (4.13)$$

Majd K_z -t kifejezve:

$$K_z = \frac{qd}{\Delta h} = \frac{qd}{\Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots + \Delta h_n} \quad (4.14)$$

Mivel

$$\Delta h_1 = \frac{qd_1}{K_1} \quad \Delta h_2 = \frac{qd_2}{K_2} \quad \dots \quad \Delta h_n = \frac{qd_n}{K_n} \quad (4.15)$$

ezért K_z végeredményben:

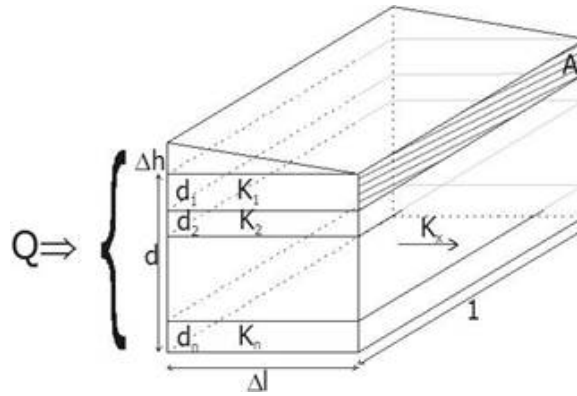
$$K_z = \frac{qd}{\frac{qd_1}{K_1} + \frac{qd_2}{K_2} + \dots + \frac{qd_n}{K_n}} = \frac{d}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_i}} \quad (4.16)$$

K_z tehát a rétegek hidraulikus vezetőképességeinek harmonikus közepe. Ebből következően, K_z értékét az alacsonyabb permeabilitású rétegek hidraulikus vezetőképessége fogja kontrollálni.

A rétegzett rendszer ekvivalens vertikális hidraulikus vezetőképessége (K_z) mellett definiálható a hidraulikus ellenállás is, mely az i . rétegre: d_i/K_i . A teljes hidraulikus ellenállás (d/K_z) pedig az egyes rétegek hidraulikus ellenállásainak összegével egyenlő:

$$\frac{d}{K_z} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_i} \quad (4.17)$$

Másodszor, a rétegzettséggel párhuzamos áramlást engedünk meg (4.10. ábra).



4.10. ábra: Rétegzett heterogén közeg transzformációja hidraulikailag egyenértékű, homogén anizotróp rendszerre a rétegzettséggel párhuzamos áramlást engedve

Kiindulási alaptétel ez esetben, hogy Δh – a hidraulikus esés a Δl vízszintes szakaszon – konstans valamennyi rétegre vonatkozóan. A teljes hozam (Q) az egységnyi szélességű, d vastagságú összleten keresztül pedig egyenlő az egyes d_i vastagságú rétegeken keresztúláramló elemi hozamok (Q_i) összegével:

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i \quad (4.18)$$

Kifejtve az elemi hozamot az i . rétegen keresztül, kihasználva hogy az áramlási keresztmetszet az egységnyi szélességű, d_i vastagságú i . rétegre $A_i = 1 \cdot d_i$ [L^2]:

$$Q_i = A_i K_i \frac{\Delta h}{\Delta l} = (1 \cdot d_i) K_i \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (4.19)$$

Az áramlási intenzitás (q) ez esetben:

$$q = \frac{Q}{1 \cdot d} = \frac{Q}{d} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i K_i \Delta h}{d \Delta l} = K_x \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (4.20)$$

A rétegzett rendszer ekvivalens horizontális hidraulikus vezetőképessége (K_x) tehát:

$$K_x = \sum_{i=1}^n \frac{K_i d_i}{d} \quad (4.21)$$

K_x tehát a rétegek hidraulikus vezetőképességeinek számtani közepe. Ebből következően, K_x értékét a magasabb permeabilitású rétegek hidraulikus vezetőképessége fogja kontrollálni.

Definiálható az i . réteg transzmisszivitása vagy vízszállító képessége is: $T_i = K_i d_i$, míg a teljes transzmisszivitás (T) [L^2/T] az összletben lévő rétegek transzmisszivitásának összege:

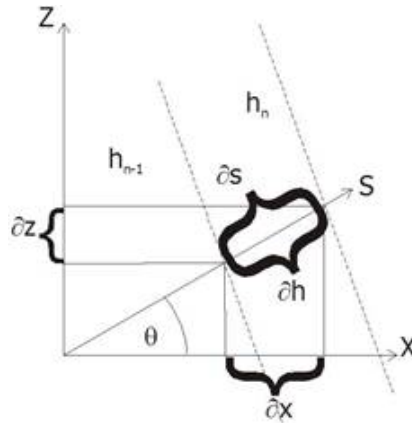
$$T = K_x d = \sum_{i=1}^n K_i d_i \quad (4.22)$$

Összefoglalva tehát, a K_x és K_z vízszintes és függőleges hidraulikus vezetőképesség értékek egy olyan transzformáció útján előállított homogén anizotróp rendszer paraméterei, amely hidraulikailag egyenértékű a kiindulási homogén izotróp rétegekből felépülő heterogén rendszerrel.

4.8 Hidraulikus vezetőképességi ellipszoid

Anizotróp áramlási közegben a fő horizontális (K_x) és vertikális (K_z) hidraulikus vezetőképesség értékek mellett felmerül a kérdés: mi K értéke a tér tetszőleges S irányában? A választ a hidraulikus vezetőképességi ellipszoid segítségével kaphatjuk meg.

Legyen tehát S az a tetszőleges térbeli irány, melyre a K_s értéket meg kell határozni (4.11. ábra). K_x és K_z a fő hidraulikus vezetőképesség értékek és irányok a homogén anizotróp közegben. ∂S az az útszakasz, amelyre a ∂h -t tekintjük (komponensei: ∂x , ∂z), míg ∂h a hidraulikus emelkedési magasság megváltozása a ∂S -re vonatkozóan ($\partial h/\partial x$; $\partial h/\partial z$).



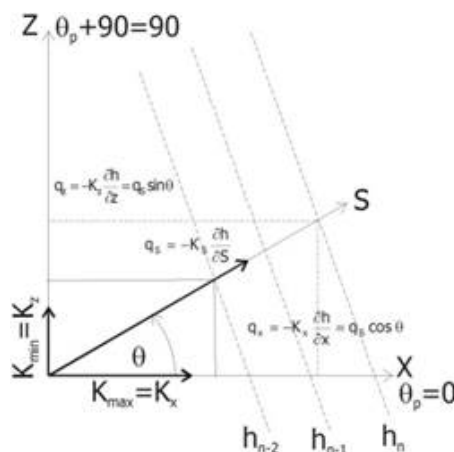
4.11. ábra: S – tetszőleges térbeli irány, melyre a K_s értéket meghatározzuk, h : ekvipotenciális vonalak

Az áramlási intenzitás S irányban (q_s ; komponensei: q_x , q_z):

$$q_s = -K_s \frac{\partial h}{\partial S} \quad (4.23)$$

Mivel $h=h(x,y)$, ezért q_s felbontható x és z irányú komponensekre (4.12. ábra):

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} = q_s \cos \theta \quad \text{és} \quad q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} = q_s \sin \theta \quad (4.24)$$



4.12. ábra: S irányú áramlási intenzitás (q_s) felbontása x és z irányú komponensekre

Kétváltozós függvény deriválási szabálya szerint:

$$\frac{\partial h}{\partial S} = \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial x}{\partial S} + \frac{\partial h}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial S} \quad (4.25)$$

A $\partial x/\partial S$ és $\partial z/\partial S$ tagok felírhatók a következőképpen is:

$$\frac{\partial x}{\partial S} = \cos \theta \quad \text{és} \quad \frac{\partial z}{\partial S} = \sin \theta \quad (4.26)$$

Visszatérve q_s definíciójához (23. egyenlet) és kifejezve a $\partial h/\partial S$ tagot:

$$\frac{\partial h}{\partial S} = -\frac{q_s}{K_s} \quad (4.27)$$

A 25. és 26. egyenletek alapján:

$$-\frac{q_s}{K_s} = \frac{\partial h}{\partial x} \cos \theta + \frac{\partial h}{\partial z} \sin \theta \quad (4.28)$$

A q_s felbontásához (24. egyenlet(ek)) visszatérve a 28. egyenlet $\partial h/\partial x$ és $\partial h/\partial z$ tagjai is kifejezhetők:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{q_s}{K_x} \cos \theta \quad \text{és} \quad \frac{\partial h}{\partial z} = -\frac{q_s}{K_z} \sin \theta \quad (4.29)$$

A 28. egyenlet tehát felírható így is:

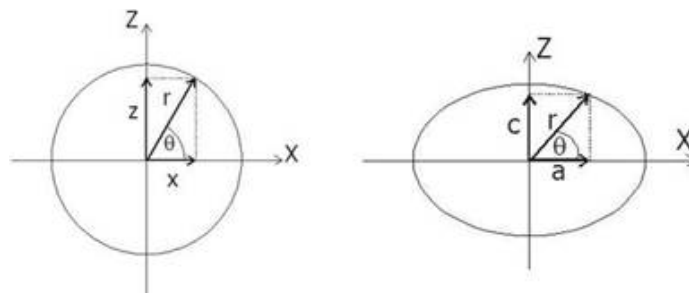
$$-\frac{q_s}{K_s} = -\frac{q_s}{K_x} \cos^2 \theta - \frac{q_s}{K_z} \sin^2 \theta \quad (4.30)$$

Osztva a 30. egyenlet mindkét oldalát $(-q_s)$ -sel:

$$\frac{1}{K_s} = \frac{\cos^2 \theta}{K_x} + \frac{\sin^2 \theta}{K_z} \quad (4.31)$$

A 31. egyenlet alapján anizotróp közegben K_x és K_z ismeretében bármely θ szögre megadható K_s .

Végül a 31. egyenletet egy derékszögű koordináta rendszerbe helyezzük és a kör egyenletével ($r^2=x^2+z^2$) a következő módon kombináljuk (4.13. ábra).



4.13. ábra: Kör és ellipszis egyenletének elemei

Legyen $x = r \cdot \cos \theta$ és $z = r \cdot \sin \theta$, így a 31. egyenletben szereplő $\cos^2 \theta = x^2/r^2$ és $\sin^2 \theta = z^2/r^2$. Ezeket a 31. egyenletbe helyettesítve már egy ellipszis (4.13. ábra) egyenletét

$$\left(1 = \frac{x^2}{a^2} + \frac{z^2}{c^2}\right)$$

kapjuk:

$$\frac{r^2}{K_s} = \frac{x^2}{K_x} + \frac{z^2}{K_z} \quad (4.32)$$

A hidraulikus vezetőképességi ellipszis főtengelyei tehát: $a = \sqrt{K_x}$ és $c = \sqrt{K_z}$ (három dimenzióban az ellipszoid harmadik főtengelye: $b = \sqrt{K_y}$). Az ellipszis általános képletének és a 32. egyenletnek a bal oldalán szereplő tagjainak egyenlőségéből ($1 = r^2/K_s$) pedig a hidraulikus vezetőképesség S irányú értéke következik: $K_s = r^2$.

A hidraulikus vezetőképességi vagy anizotrópia ellipszoid segítségével tehát K értéke a tér bármely (S) irányába meghatározható, ha K_x és K_z ismert. Ennek a későbbiekben az áramkép szerkesztés során lesz jelentősége.

4.9 A Darcy-törvény általános alakja

Három dimenziós áramlás esetén anizotróp közegben a Darcy-törvény általános alakját kell használni az eddigiekben bemutatott egy dimenziós helyett.

Amennyiben az anizotrópia fő irányai egybeesnek az x,y,z koordináta tengelyekkel, csak az adott irányú gradiens és K komponens határozzák meg az adott irányú folyadékmozgást:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (4.33)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (4.34)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4.35)$$

Ha azonban az anizotrópia fő irányai nem esnek egybe az x,y,z koordináta tengelyekkel, akkor erre a teljesen általános helyzetre egy K-tenzort kell felírni:

$$q_x = -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4.36)$$

$$q_y = -K_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4.37)$$

$$q_z = -K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4.38)$$

Ez esetben az egy-egy fluxus-komponenst meghatározó tagok azt mutatják meg, hogyan járul hozzá az x,y,z irányú hajtóerő az x,y,z irányú fluxus komponensekhez. Ezt pedig a K komponensei határozzák meg.

A 36-38. egyenleteket vektor alakban kifejezve:

$$\begin{pmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{pmatrix} = - \begin{pmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \partial h / \partial x \\ \partial h / \partial y \\ \partial h / \partial z \end{pmatrix} \quad (4.39)$$

A 39. egyenlet esetén egyszerűsítésként bevezethető egy vektor vagy differenciál operátor (\square) is, amely az $i \partial / \partial x + j \partial / \partial y + k \partial / \partial z$ tagot fejezi ki, ahol i, j és k egység vektorok x, y és z irányokban:

$$q = -\bar{K}\nabla h \quad (4.40)$$

ahol a felülvonás arra utal, hogy K (hidraulikus vezetőképesség) ez esetben egy másodrendű tenzor. Mivel azonban

$$\bar{K}(x,y,z)$$

szerecsére szimmetrikus és vannak fő irányai, így a vizsgált rendszer koordináta tengelyeit a

$$\bar{K}$$

tenzor fő irányaihoz igazítva a 36-40. egyenletekben az átlón kívüli tagok nulla értéket vehetnek fel, ezáltal egyszerűsítve a képletet. Rétegzett rendszerekben például a koordináta tengelyek gyakran igazíthatók a rétegzéshez.

4.10 Ellenőrző kérdések

1. kérdés: Mi a különbség a permeabilitás (k) és hidraulikus vezetőképesség (K) között?

Válasz: A permeabilitás csak a közeg hidraulikai tulajdonságait írja le, míg a hidraulikus vezetőképesség a közeg és a folyadék kombinált hidraulikai jellemzője.

2. kérdés: Mit jelent bizonyos hidraulikai paraméterek (k , K) anizotrópiája és heterogenitása?

Válasz: Az anizotrópia irányfüggőséget, a heterogenitás helyfüggőséget jelent. Az előbbi esetben adott pontban irányonként változik a k és K értéke, míg az utóbbi esetben pontról pontra.

4.11 A fejezetben felhasznált irodalmak

Fetter, C. W. 1994: Applied Hydrogeology. MacMillan College Publishing Company, Inc., New York, pp. 120-124.

Freeze, R. A., Cherry, J. A. 1979: Groundwater. Prentice-Hall Inc., New Jersey, pp. 26-36.

5. fejezet - A telített kőzetváz rugalmas tulajdonságai, a kőzetekből kinyerhető víz mennyisége

Az emberi vízigény kielégítése miatt szükséges megérteni a kőzetekben található víz tározódásának, és kitermelésének mechanizmusát is. Az első fontos tulajdonság, ami meghatározza, hogy mennyi víz lehet maximálisan jelen egy adott kőzetben, a porozitás. A porozitásról, hézagterfogatati tényezőről a korábbi fejezetekben részletesen szó esett (4. fejezet). A permeabilitás és a hidraulikus vezetőképesség, melyek a víz szállítódás folyamatát befolyásolják, is bemutatásra kerültek (3. fejezet). Most azokra az egyéb a kőzet- és folyadéktulajdonságokra fogunk kitérni, melyek meghatározzák az adott vízádból kitermelhető víz mennyiségét és a vízfelszabadulás mechanizmusát.

5.1 Kompresszibilitás és hatékony feszültség

Vízzel kitöltött talajok és kőzetek esetében a víztározás, valamint a vízfelszabadulás a kőzetegység deformációja, feszültség hatására végbemenő térfogatváltozása hatására történik. Ez a térfogatváltozás kompressziót, a kőzet összenyomódását vagy expanziót, kitágulást jelent. Ha egy réteget összetömörítünk a benne tározott fluidum felszabadulhat, míg ha kitágul, több vizet képes elnyelni. A vízzel kitöltött kőzet vagy talaj deformációja három lehetséges módon mehet végbe:

- a porusokban lévő folyadék összenyomódása/tágulása (folyadék kompresszibilitása: β),
- a kőzetalkotó ásvány szemcsék elemi kompressziója,
- a teljes, vízzel kitöltött, porózus közeg kompressziója, ami lényegében a kőzetalkotó ásvány szemcsék elhelyezkedésének átrendeződése folytán valósul meg (tömörödés/lazulás) (α).

A felszín alatti vizekre jellemző körülmények között ható feszültségviszonyok mellett – a tapasztalatok szerint – az ásványi szemcsék kompressziója igen kismértékű a porózus közeg kompressziójához viszonyítva. Ennek következtében a szemcsék összenyomódásából adódó térfogatváltozás elhanyagolható a talaj- és kőzetminták összenyomhatóságának meghatározása során. A fluidumokat elviekben összenyomhatatlannak tekintjük, azonban labor kísérletek igazolták, hogy kis mértékben mindegyik összenyomható. Ennek hatását tehát figyelembe kell vennünk a vízfelszabadulás és víztározás mechanizmusának leírása során.

Azt, hogy egy adott közeg mennyire deformálható, hogyan reagál külső feszültség, például kompresszió hatására, a közeg kompresszibilitása (α) mutatja meg. A kompresszibilitás az a térfogatváltozás (ϵ), mely egy egységnyi térfogatban bekövetkezik egységnyi feszültség- (vagy nyomás-) (σ) változás hatására (5.1).

$$\frac{\delta \epsilon}{\delta \sigma} \quad (5.1)$$

A kompresszibilitás egy másik mérőszámát, a rugalmassági modulust, B ($B=1/\alpha$) széleskörűen alkalmazzák mérnöki gyakorlatban, kőzetminták terhelési, törési vizsgálataiban.

Mint már korábban említettük, a vízzel kitöltött közegből történő vízfelszabadulást és a benne lévő víz tározásának folyamatát elsősorban a folyadékok és a porózus közeg kompressziója befolyásolja a három lehetséges mechanizmus közül. Így ahhoz, hogy meghatározhassuk egy adott közegből kitermelhető víz mennyiségét, először is a folyadékok összenyomhatóságát (β) és a porózus közeg teljes kompresszibilitását (α) kell figyelembe vennünk.

5.1.1 Folyadék kompresszibilitása (β)

A víz csak látszólag összenyomhatatlan, ezzel szemben a kísérletek alapján azt tapasztalták, hogy a kompresszibilitása nem elhanyagolható. A folyadékok esetében a kompresszibilitás megfelel egy egységnyi térfogatú folyadék egységnyi nyomásváltozás hatására fellépő térfogatváltozásának:

$$\beta = \frac{-dV_w}{V_w dP} \quad (5.2)$$

ahol V_w a fluidum térfogata (m^3), dV_w folyadék térfogatváltozása (m^3), dP pedig a fluidumot érő nyomásváltozás (Pa). A negatív előjel azt jelzi, hogy növekvő nyomás hatására a folyadék térfogata csökkenni fog.

A víz összenyomhatósága a hidrogeológiai vizsgálatok során jellemző nyomásviszonyok mellett állandónak tekinthető. Standard állapotban (25 °C, 1 atm) a tiszta víz összenyomhatóságának értéke:

$$\beta = 4,4 \times 10^{-10} \left[\frac{m^2}{N} \right] [Pa^{-1}] \quad (5.3)$$

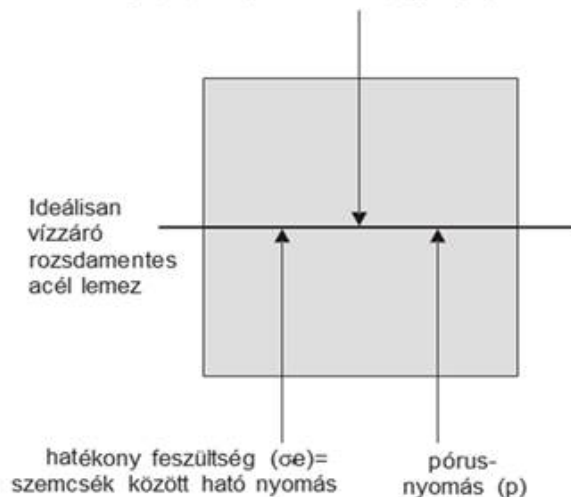
Nagy nyomásokon ez az érték ettől eltérő, mivel a víz sűrűsége nyomásfüggő.

5.1.2 Hatékony feszültség

Ahhoz, hogy a vízzel kitöltött porózus közeg kompresszibilitását megértsük, be kell vezetnünk a hatékony feszültség (effektív stressz, effektív feszültség) fogalmát. Az effektív feszültség az a feszültség (nyomás), mely az adott talaj vagy kőzet szemcséi között ébred. Ez az adott kőzetegységre ható rétegterhelés hatására alakul ki, amit a kitöltő folyadék felhajtóereje csökkent.

Azért, hogy ezt részleteiben megértsük, állítsunk fel feszültségmérleget egy telített porózus közeget metsző tetszőleges felületre (5.1. ábra) és vizsgáljuk meg az egyes hatótényezőket.

teljes feszültség (σ_T) = teljes terhelés (egységnyi felületre eső kőzet és víztömeg)



5.1. ábra: Feszültségmérleg vízzel kitöltött porózus közeg esetében (Freeze and Cherry, 1979 nyomán)

Azt látjuk, hogy a lefele ható teljes feszültséggel, σ_T , az ásványi szemcsék közti feszültség és a pórusokban lévő vízre ható feszültség tart egyensúlyt (5.4). A szemcsék közt ható feszültséget nevezzük effektív feszültségnek, σ_e , míg a vízre ható feszültség a pórusnyomásban (p), nyilvánul meg. Így a feszültségegyensúly a következő összefüggéssel írható le:

$$\sigma_T = \sigma_e + p \quad (5.4)$$

A teljes feszültség, azaz a rétegerhelés mértékét a víztartó felett elhelyezkedő kőzetek és a kőzetek pórusaiban található víz tömege határozza meg. E tömeget a vízzel telített fedő rétegek sűrűsége és vastagsága ismeretben számíthatjuk ki:

$$\sigma_t = \rho gh \quad (5.5)$$

ahol h a magasságot, azaz a telített fedő réteg vastagságát, g a gravitációs állandót, míg ρ a vízzel telített fedő réteg sűrűségét jelöli. A feszültségegyensúlyból látszik, hogy a teljes feszültség, azaz a terhelés növekedését az effektív feszültség és a pórusnyomás együttes megnövekedése ellensúlyozza. A megnövekedett terhelő rétegekben lévő szemcsék súlya növeli az effektív stresszt, míg a terhelő réteg víztartalma növeli a pórusnyomást az alsó összetletben.

A hidrogeológiai problémák többségében a teljes feszültség lényegében állandó marad, azaz $d\sigma=0$. Feltételezve, hogy a teljes feszültség állandó az egyenlet a következő formába írható át:

$$d\sigma_e = -dp = -\rho g d\psi = -\rho g dh \quad (5.6)$$

Ez az összefüggés megmutatja, hogy bármilyen mértékű pórusnyomás-változás az effektív feszültség ellentétes értelmű megváltozását vonja maga után. Ha például a pórusnyomás megnő, az effektív stressz lecsökken és az adott összetlet kitágul, míg fordított esetben, ha az effektív stressz megnő, a pórusnyomás lecsökken és a réteg összetömörödik. A σ_e -ben bekövetkező változásokat tehát a pórusnyomásokon keresztül vízszintváltozásokban tudjuk mérni (5.6).

Ezen összefüggés, a talajmechanika alaptételének felismerése (1925) Karl Terzaghi, osztrák geológus nevéhez fűződik, Terzaghi összefüggésnek is nevezzük. Mindemellett az ő nevéhez kötődik a talajmechanika, mint tudományág létrejötte is.

Ennek az összefüggésnek egy fontos következménye, hogy a víztartók intenzív szivattyúzása során a földfelszín megsüllyedésével is számolhatunk a víztartó réteg kompaktiója révén. A kút termelése csökkenti a víztartóban a hidraulikus emelkedési magasság (h) értékét a kút környezetében. A hidraulikus emelkedési magasság csökkenése együtt jár a pórusnyomás csökkenésével. A fenti összefüggés értelmében – a lecsökkent pórusnyomás révén – megnövekszik az effektív feszültség értéke a víztartó kőzetvázában. Az effektív feszültség növekedése miatt bekövetkező térfogatsökkenés kompaktió vagy konszolidáció útján történik. Ha a víztartó kompaktiója elég nagy mértékű, a térfogatsökkenés átadódik a felszínig és e folyamat révén következik be a felszínsüllyedés. A víztartó réteg, adott feszültség változás hatására történő kompaktióját a következő egyszerűsített (egydimenziós) egyenlet segítségével határozhatjuk meg:

$$db = -\alpha b d\sigma_e = -\alpha \rho g b dh \quad (5.7)$$

ahol db a víztartó vastagságváltozását, b a víztartó eredeti vastagságát, α a víztartó kompresszibilitását, $d\sigma_e$ a szivattyúzás hatására bekövetkező effektív feszültség változást, dh a hidraulikus emelkedési magasság megváltozását, ρ a folyadék sűrűségét, míg g a gravitációs gyorsulást jelöli.

Ilyen térszínsüllyedésre a világ számos területén találhatunk példákat. Például az USA-ban a San Joaquin-völgyben 1920-tól kezdve az erőteljes mezőgazdasági vízhasználat miatt süllyedt a térszín, melynek mértéke már 1977-ben megközelítette a 10 m-t. Ugyanígy a túlzott vízkivétel miatti térszín-csökkenés épületkárokhhoz vezetett pl. Mexikóvárosban, Tokióban, Las Vegas-ban, Velencében. Ez a hatás jelentkezett hazánkban is ugyan jóval kisebb mértékben pl. a debreceni vízművek víztermelésének hatására, vagy Visontán a bányászati víztelenítés miatt.

5.1.3 Porózus közeg kompresszibilitása (α)

Az, hogy a hatékony feszültségváltozás milyen mértékű térfogatváltozást idéz elő a kőzetvázban, a közeg kompresszibilitásával jellemezhető. A közeg kompresszibilitása (α) tehát az egységnyi hatékony feszültség változásra eső fajlagos térfogatváltozással egyenlő.

Például, ha egy adott térfogatú kőzetmintát növekvő nyomás, feszültség) hatásának teszünk ki, annak térfogata bizonyos mértékben csökkenni fog. A kőzetminta összenyomódását a következő összefüggés segítségével számíthatjuk ki:

$$\alpha = -\frac{dV_T}{V_T} \left(\frac{m^2}{N} \right) (Pa^{-1}) \quad (5.8)$$

ahol α a kompresszibilitást, dV_T a térfogatváltozást, V_T az eredeti térfogatot, míg $\Delta\sigma_e$ az alkalmazott feszültségváltozást jelöli. A negatív előjel miatt a kompresszibilitás értéke pozitív lesz, ugyanis növekvő feszültség hatására a minta térfogata csökken. A porózus közeg teljes térfogatváltozása a következőképpen írható le:

$$dV_T = -\alpha V_T d\sigma_e \quad (5.9)$$

Az effektív stressz megváltozása fakadhat a pórusnyomás megváltozásából is, ekkor közvetetten a térfogatváltozás is a pórusnyomásváltozás függvénye lesz:

$$dV_T = -\alpha V_T dp \quad (5.10)$$

Mivel a mátrix szemcséit összenyomhatatlannak tekintjük, így a vízzel kitöltött közeg kompakciója (dV_T) elsősorban a mátrix szemcséinek átrendeződése útján történik. Ezáltal tehát megváltozik a porozitás mértéke, ami a tárolt fluidum térfogatának megváltozásához vezet (dV_w), azaz víz szabadul fel, vagy vizet vesz fel a rendszer. Ez tehát nem egyenlő a fluidum elemi összenyomódásából vagy kitágulásából fakadó térfogatváltozással. Tehát ha a közeg kitágul, megnő a porozitás és a tárolt víz mennyisége is megnő:

$$dV_w = -\alpha V_T dp \quad (5.11)$$

Ahol dV_w az a vízmennyiség, amit a közeg felvesz a megváltozott pórusnyomás következményeként.

Ha az összenyomódás miatt pedig a vízfelszabadulás lép fel, a térfogatváltozás ugyanígy írható le (5.11).

A porózus közeg térfogatváltozása tehát a kompresszibilitás (α) függvénye. Ennek értéke tömör kőzetek esetében a víz kompresszibilitásával összevethető érték (5.2. ábra). A konszolidálatlan üledékek összenyomhatósága pedig általánosságban nagyobb, mint a szilárd kőzeteké.

Anyag	Jellemző kompresszibilitás értékek α (m^2/N vagy Pa^{-1})
Agyag	10^{-6} - 10^{-8}
Homok	10^{-7} - 10^{-9}
Kavics	10^{-8} - 10^{-10}
Repedezett kőzet	10^{-8} - 10^{-10}
Tömör kőzet	10^{-9} - 10^{-11}
Víz	$4,4 \cdot 10^{-10}$

5.2. ábra: Különböző anyagok kompresszibilitása (Freeze and Cherry, 1979 nyomán)

5.2 A kőzetekből kinyerhető víz mennyisége

A víztartó ból történő vízkitermelést meghatározó alapvető kőzet és folyadéktulajdonságok (porozitás, permeabilitás, kompresszibilitás, víztartó vastagság, sűrűség és viszkozitás) kombinációja révén két fontos paramétert vezethetünk le, melyeket a vízkitermelés mennyiségi meghatározása során alkalmazunk: a tározást és a transzmisszivitást. Ezeket az alap hidrogeológiai paraméterből és a víztartó vastagságából levezetett jellemzőket formáció tulajdonságoknak nevezzük.

A transzmisszió elsősorban az adott víztartóban történő vízszállítódást írja le. Részleteiben későbbiekben tárgyaljuk.

Először vizsgáljuk meg a tározás fogalmát, mivel ez írja le számunkra a vízádóból felszabadítható víz mennyiségét. Mivel a vízfelszabadulás mechanizmusa más a szabadtükrű (unconfined) és a fedett (confined) víztartók esetében, a tározás fogalmát a két esetben külön kell definiálnunk. A fedett víztartók felett egy kevésbé jól vezető réteg, vízlassító réteg helyezkedik el, aminek hatására a víztartóra jellemző potenciometrikus vízszint a víztartó réteg fölött helyezkedik el. Az adott vízádóra szűrőzött kutakban tehát a vízszint a vízádó felső szintje fölé emelkedik. Ilyen esetben a vízkitermelés során pórusok nem víztelenednek, a víztartóból nem ürül le a víz, hanem folyamatosan utánpótlódik az adott rétegből, illetve nem ideálisan fedett esetben annak fedő és fekü rétegein keresztül. Így a vízfelszabadulás a közeg rugalmas tulajdonságainak a függvénye lesz. Ezzel szemben szabadtükrű vízádók esetében vízkivétel során a víz gravitációsan távozik, leürül, tehát a pórusok víztelenednek. Ez egy lassabb folyamat, azonban nagyobb mennyiségű víz felszabadulására van lehetőség. Ezen különbségeknek megfelelően külön tárgyaljuk a két esetben a tározás fogalmát.

5.2.1 Fedett víztartók: fajlagos tározás (S_0) és tározási tényező (S)

5.2.1.1 Fajlagos tározás (S_0)

A tározás fogalma a fajlagos tározáson, S_0 , alapul, mely definíció szerint azt a vízmennyiséget határozza meg, mely egységnyi térfogatú, telített, ideálisan fedett porózus víztartóból, egységnyi hidraulikus emelkedési magasság csökkenés esetén kitermelhető. A fajlagos tározás által meghatározott vízmennyiség két mechanizmus révén szabadul fel: az egyik a víz nyomáscsökkenés hatására bekövetkező tágulása, a másik a megnövekedett effektív feszültség miatt bekövetkező víztartó-kompakció hatására. Ez a két folyamat a közeg (α) és a víz kompresszibilitásának (β) függvénye. Mivel e folyamatok együttesen jelentkeznek, a fajlagos tározást leíró egyenlet tükrözi a két mechanizmus szerepét.

A fajlagos tározás egyenlete a következő módon vezethető le:

A folyadékoszlop-magasság (tehát pórusnyomás) megváltozása következtében bekövetkező teljes térfogati változás egyenlő a szilárd kőzetvázra és a vízre eső térfogati változás összegével (5.12).

$$dV_T = dV_s + dV_w \quad (5.12)$$

Telített körülmények között a szemcsék összenyomhatatlanságát feltételezve a pórustérben bekövetkező változás egyenlő lesz a vízben bekövetkező térfogatváltozással, azaz a teljes térfogatváltozás megegyezik a tározott víz térfogatának megváltozásával (5.13).

$$dV_T = dV_w \quad (5.13)$$

A vízoszlop (h) csökkenés hatására a tározás alól felszabaduló víz forrásai a fent említettek alapján a következők:

Egyrészt a víztartó kompakciójának (5.8) következményeként történő vízfelszabadulás.

A víztartó kompakciója (α) által vezérelt víztérfogat változás ($dV_{w\alpha}$) a következőképpen fejezhető ki a (5.6) és (5.11) egyenletek figyelembevételével:

$$dV_{w\alpha} = -dV_T = -\alpha V_T d\sigma_e = -\alpha V_T \rho g dh \quad (5.14)$$

S_0 definíciójából következően, miszerint egységnyi térfogatú víztartóban egységnyi vízszintcsökkenés történik, a változást $V_T=1$ egységnyi térfogatelemre és $dh=-1$ egységnyi hidraulikus emelkedési magasság csökkenésre vonatkoztatjuk. Így az egyenlet tovább egyszerűsödik (5.15).

$$dV_{w\alpha} = \alpha \rho g \quad (5.15)$$

A másik folyamat a víz rugalmas tágulása miatt történő vízfelszabadulás (β).

A víz rugalmas tágulása (β) által vezérelt víztérfogat változás ($dV_{w\beta}$) a következőképpen fejezhető ki a (5.2) és (5.6) egyenlet figyelembevételével, az adott közeg pórustérfogatára (nV_T), mint közegre vonatkoztatva:

$$dV_{w\beta} = -\beta V_w dp = -\beta n V_T \rho g dh \quad (5.16)$$

S_0 definíciójából következően, miszerint egységnyi térfogatú víztartóban végbemenő egységnyi vízszintcsökkenés történik, a változást $V_T=1$ egységnyi térfogategyre és $dh=-1$ egységnyi hidraulikus emelkedési magasság csökkenésre vonatkoztatjuk. Így az egyenlet tovább egyszerűsödik (5.17).

$$dV_{w\beta} = \beta n \rho g \quad (5.17)$$

A fajlagos tározás a két mechanizmus által felszabaduló vízmennyiség együttese (5.18, 5.19).

$$S_0 = dV_{w\alpha} + dV_{w\beta} \quad (5.18)$$

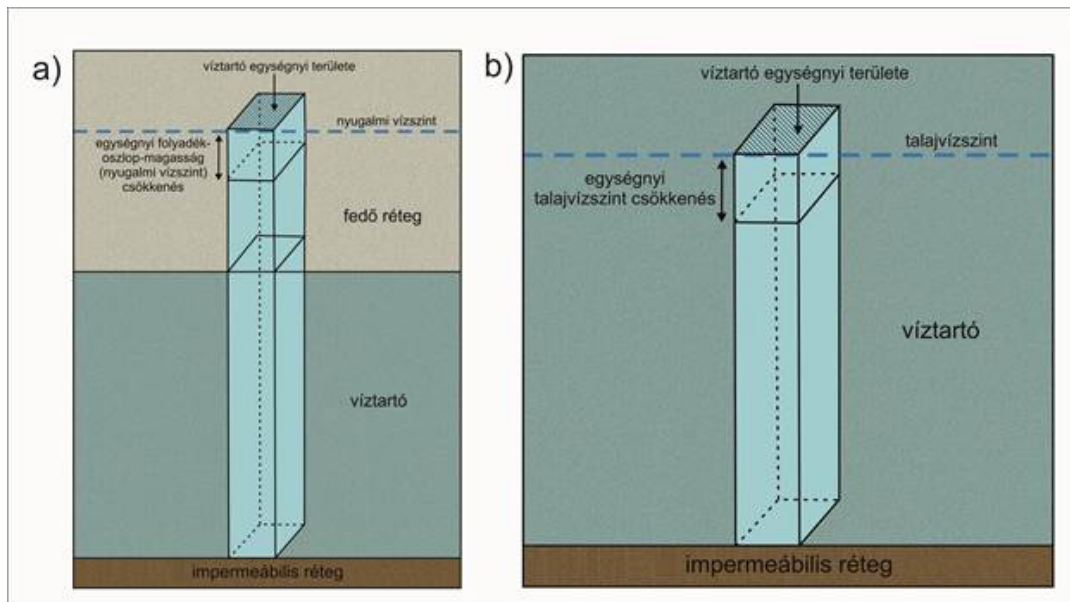
$$S_0 = \rho g (\alpha + n\beta) [L^{-1}] \quad (5.19)$$

ahol $\rho g \alpha$ a kompaktió útján, míg $\rho g n\beta$ a víz tágulása révén felszabaduló vízmennyiséget képviseli. A fajlagos tározás dimenziója [L^{-1}] (5.20) (5.3. ábra: a).

5.2.1.2 Tározás/tározási tényező (S)

A tározás, S, fogalma a fajlagos tározásból származtatható, oly módon, hogy a fajlagos tározást a víztartó teljes vastagságára (b) kiterjesztjük. Ily módon a tározás az egységnyi felületű, telített, ideálisan fedett b vastagságú víztartó rétegből, egységnyi hidraulikus emelkedési magasság csökkenés esetén kitermelhető vízmennyiséget jelenti. A tározás dimenzió nélküli mennyiség, értéke fedett víztartó esetén $10^{-3} - 10^{-5}$ nagyságrendbe esik.

$$S = S_0 b = \rho g b (\alpha + n\beta) \quad (5.20)$$



5.3. ábra: a) A fajlagos tározás. b) A fajlagos hozam (Freeze and Cherry, 1979 nyomán)

5.2.2 Szabadtükrű víztartók: fajlagos hozam (S_y) és fajlagos visszatartás (S_r)

Szabadtükrű (fedetlen, nyitott) víztartók esetében a vízfelszabadulás gravitációs leürülést jelent, tehát a fedett vízádókkal szemben itt megtörténik a pórusok víztelenedése. Ebből kifolyólag az egész mechanizmus nem a víztartó rugalmas tulajdonságai által befolyásolt, hanem a vízszint folyamatos csökkentésével a porozitás mértékének megfelelő mennyiségű vizet lehet kitermelni.

Az eltérő mechanizmus miatt a szabadtükrű víztartók esetében a fajlagos tározás fogalmának a fajlagos hozam feleltethető meg. A fajlagos hozam (specific yield, S_y) az a víztérfogat, amely a nyílt tükrű telített víztartó egységnyi felülete alól felszabadul a tározásból a vízszint egységnyi csökkenése hatására (5.3. ábra: b).

S_y értéke ugyanolyan kőzettípus esetén nagyságrendekkel nagyobb, mint S_0 ($S_0=10^{-4}$ - 10^{-6} esetében $S_y \approx 10^{-1}$). Ebből kifolyólag szabadtükrű víztartó ugyanazt a vízmennyiséget kisebb vízszintcsökkenés (depresszió) mellett kisebb területről tudja produkálni, mint a fedett víztartó.

A fajlagos hozam (S_y) értékét százalékban is megadhatjuk a telített szabadtükrű víztartóból a gravitáció hatására leürülő víztérfogat és a teljes kőzettérfogat arányaként (5.4. ábra).

Anyag	Fajlagos hozam (S_y)		
	maximum	minimum	átlagos
Agyag	5	0	2
Homokos agyag	12	3	7
Kőzetliszt	19	3	18
Finomszemű homok	28	10	21
Középszemű homok	32	15	26
Durvaszemű homok	35	20	27
Kavicsos homok	35	20	25
Finomszemű kavics	35	21	25
Középszemű kavics	26	13	23
Durvaszemű kavics	26	12	22

5.4. ábra: Kőzettípusok jellemző fajlagos hozam értékei (%) (Freeze and Cherry, 1979 nyomán)

A gravitációs leürülés esetében a pórusok víztelenedése nem történik meg teljes mértékben, a vízmolekulák egy része a szemcsékhez kötötten a pórusokban marad. Ennek a visszamaradó víznek a mértékét írja le a fajlagos visszatartás fogalma. A fajlagos visszatartás (specific retention, S_r) a visszamaradó ún. kötött víz, azaz a higroszkópos erők által visszatartott víz térfogatának aránya a teljes kőzettérfogathoz viszonyítva (S_r). A fajlagos hozam és a fajlagos visszatartás tehát együttesen meghatározzák a kőzet teljes pórustérfogatát, azaz a porozitást (5.21).

$$n = S_r + S_y \quad (5.21)$$

Ezek alapján a fajlagos hozam (S_y) jelenti a közlekedő porozitást, amit effektív porozitásnak nevezünk (n_{eff}). Ez közlekedő porozitás határozza meg lényegében szabad víztartók esetében az adott kőzetből kitermelhető maximális vízmennyiséget.

5.3 Egyéb formációtulajdonságok

5.3.1 Transzmisszivitás (T) fedett és szabadtükrű víztartókra

A vízszállítódás folyamatát jelentősen befolyásolja a közeg vízvezető képessége. Korábbi fejezetekben a hidraulikus vezetőképességet (K) a porózus közeg vízvezető képességeként (szivárgási tényezőként) definiáltuk. Ha egy teljes réteg hidraulikus vezető képességét szeretnénk vizsgálni, kombinálni kell a hidraulikus vezetőképességet és a

rétegvastagságot. A transzmisszivitás (vízszállító-képesség vagy fajlagos áteresztőképesség) (T) a víztartó réteg vastagságának, b , és hidraulikus vezetőképességének szorzata:

$$T = Kb \quad (5.22)$$

Míg a hidraulikus vezetőképesség dimenziója $[L/T]$, a transzmisszivitásé $[L^2/T]$.

Transzmisszivitás fogalmát csak fedett víztartókra használjuk. Szabadtükrű víztartók esetében a transzmisszivitás nem definiálható korrekt módon, mert a telített zóna vastagsága változik.

Példaként tekintsünk néhány hazai kőzettípus jellemző transzmisszivitás értékét a Dunántúli-középhegység területén. $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ értéknél nagyobb transzmisszivitású képződényt jó vízszállítónak ítélnénk meg. A területen a legjobb transzmisszivitású képződmények a felső-triász karsztosodott karbonátos kőzetek. Ide tartoznak a Dachsteini Mészkö és a Földolomit Formációk képződményei. Ezek transzmisszivitás értékei $0,7 \cdot 10^{-2} - 7,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ értéktartományban mozognak (Juhász, 2002).

5.3.2 Diffúziós állandó (D)

Ha egy víztartóból vizet szivattyúzunk ki, akkor az adott pontban megváltoztatjuk a pórusnyomást. Ez a pórusnyomás csökkenés tovaterjed és hatással lesz a környezetére. Ennek mértékét a közeg jellege, a kőzetváz vízszállító és -tározó (azaz mennyi vizet tud leadni) tulajdonságai befolyásolják. A pórusnyomás változás (dp) terjedésének leírására egy további formációtulajdonságot vezettek be, a hidraulikus diffúziós tényezőt vagy diffúziós állandót (D) (5.23).

$$D = \frac{T}{S} = \frac{K}{S_0} \left[\frac{L^2}{T} \right] \quad (5.23)$$

A képlet kifejezi, hogy minél nagyobb a hidraulikus vezetőképesség (K), annál gyorsabban terjed a pórusnyomás változás az adott közegben. Ezzel szemben minél nagyobb a tározás értéke (S_0), annál több vizet ad le a víztartó az adott vízszintcsökkenés hatására, tehát annál lassabban terjed a nyomásváltozás.

A diffúziós állandónak tranziens, azaz időben változó folyamatok esetében van szerepe. A természeti folyamatok következtében (pl. erózió hatására bekövetkező terhelés csökkenés miatti) és a mesterségesen keltett pórusnyomás-változás terjedésének leírása egyaránt fontos a hidrogeológiában. A gyakorlatban például egy szivattyúzott kút által keltett depresszió terjedésének leírása, előrejelzése lehet fontos feladat, hiszen legtöbb esetben azt szeretnénk, hogy a vízszintcsökkenés minél kisebb területet érintsen. Példaként tekintve egy bányavíz-telenítési problémát, ott mindenképpen fenn kell tartanunk a megfelelően lecsökkentett vízszintet a bányászat idején annak érdekében, hogy a bányászat folyhasson az adott területen. Ugyanakkor a leszívás, a depresszió terjedésének időbeli előrejelzése is fontos feladat, mert a vízkitermeléssel, csak a célterületet szeretnénk érinteni. Környezeti károkat okozhat a jelentős vízszintcsökkentés a természetes növényzetben és állatvilágban egyaránt.

Magyarországon a Dunántúli-középhegység területén az eocén-program során, az 1970-es évektől megindult a barnakőszén és bauxit bányászata. Az ércek azonban a karsztvízszint alatt helyezkedtek el, így víztelenítésre volt szükség. A nagymértékű vízkivétel a bányák környezetében az érintett kőzetek jó vízszállító képessége (ld. 5.3.1. fejezet) következtében nem csak a bányák területét érintette, hanem a depressziós tölcser kiterjedt az egész Dunántúli-középhegység területére. Ennek folyományaként számos forrás elapadt, a Tapolcai-tavasbarlang leürült, a Hévíz-tavat tápláló forrás hozama és hőmérséklete is lecsökkent. A depresszió déli határa egy záró vető (Balaton-vonal) volt, ami jól mutatja, hogy a pórusnyomás terjedés egyértelműen a közeg vízvezető és tározó képességeinek függvénye. Jelenleg a rendszer természetes állapotba történő visszaállása zajlik, a nagymértékű vízkivétel és bányászat befejeztével. Ennek ideje, az eredeti vízszintek visszaállásának folyamata szintén a diffúziós tényezővel jellemezhető.

5.4 A levezetett hidraulikai paraméterek gyakorlati meghatározása

A hidrogeológiai gyakorlatban a vízkivétel, víztermelés megtervezése szempontjából legfontosabb paraméterek tehát a fajlagos tározás és a hidraulikus vezetőképesség. Ezen paraméterek terepi meghatározása nagy fontosságú. A két paraméter meghatározása történhet laboratóriumban, kőzetmintákon végzett mérések segítségével, azonban ezek az értékek csak pontszerű információt szolgáltatnak az adott vízadó rétegről. Nagyobb léptékben egy vízadó tulajdonságairól kutakban végzett szivattyútesztekkel szerezhetünk információt. A mesterséges vízkivétel hatására történő vízszintcsökkenés térbeli terjedése, vagy a vízkivétel utáni természetes visszatöltődés folyamata, amint azt jól láthatjuk, elsősorban a tározás és a hidraulikus vezetőképesség függvénye. A szivattyútesztek során állandó hozamú szivattyúzás mellett mérjük a vízadóban történő vízszintváltozást az idő függvényében. Ugyanígy a visszatöltődés során a vízszint emelkedést regisztráljuk az idő függvényében. Mivel a vízszintcsökkenés térbeli terjedését a fajlagos tározás (S_0) és a hidraulikus vezetőképesség (K) befolyásolja, ezért ezek az adatsorok a hidrogeológus szakemberek által kidolgozott szivárgáshidraulikai összefüggések segítségével alkalmasak a két paraméter meghatározására.

5.5 Ellenőrző kérdések:

1. Kérdés: Mit mutat meg a fajlagos tározás és a fajlagos hozam? Milyen vízadók esetében használhatjuk ezeket a fogalmakat?

Válasz: Ezek a paraméterek egy víztartóból felszabadítható víz mennyiségét írják le. A fajlagos tározás fedett, a fajlagos hozam nyitott vízadókra alkalmazható fogalom. Azt mutatják meg, hogy egységnyi térfogatú vízadóból egységnyi vízszintcsökkenés hatására mennyi víz tud felszabadulni. Ennek a vízkitermelés megtervezése során van nagy jelentősége.

2. Kérdés: A diffúziós állandó milyen folyamatok leírására szolgál?

Válasz: Tranziens, időben változó hidrogeológiai folyamatok jellemzésére alkalmas, a pórusnyomás változás időbeli mértékét írja le egy adott rendszerre vonatkozóan.

5.6 A fejezetben felhasznált irodalmak

Fetter CV (1994) Applied hydrogeology. Third edition. McMillan College Publishing Company, USA, 691 p.

Freeze RA and Cherry JA, (1979) Groundwater. Prentice Hall, Engwood Cliffs, New Jersey, 604 p.

Deming D (2002) Introduction to Hydrogeology. McGraw-Hill Higher Education. 468 p.

Juhász J (2002) Hidrogeológia. Akadémiai Kiadó, Budapest. 1176 p.

Tóth J (2009) Gravitational Systems of Groundwater Flow Theory, Evaluation, Utilization. Cambridge University Press. 297 p.

6. fejezet - A felszín alatti vízáramlást leíró egyenletek

A műszaki- és természettudományokban a vizsgálatok alapja mindig a fizikai folyamatok megértése. Ehhez azonban szükség van arra, hogy ezeket a fizikai folyamatokat matematikailag is le tudjuk írni. Nincs ez másként a felszín alatti vízáramlások esetében sem. A porózus közegen történő vízáramlás fizikai törvényszerűségeket által vezérelt folyamat, amely matematikai összefüggésekkel jellemezhető.

Ebben a fejezetben a felszín alatti vízáramlásokat leíró matematikai egyenleteket mutatjuk be porózus, telített közeg esetében, stacioner (időben állandó, permanens, steady state), illetve tranzienst (időben változó, nem-permanens, transient) esetekben.

6.1 Az áramlási egyenletek, a stacioner/permanens és a tranzienst/nem-permanens állapot

Mint azt már láthattuk a 3. fejezetben, a felszín alatti vízáramlásokat leíró alap összefüggés a Darcy-törvény. A Darcy-törvény lamináris áramlási viszonyok között, és telített közegre érvényes. A lamináris áramlás azt jelenti, hogy a vírzecskék áramlási pályájukon egymással párhuzamosan mozognak. A hasadékos és karsztos tározók esetében a nagy járatokban a vízáramlás fel tud gyorsulni, így turbulenssé válik. Emiatt ebben a környezetben a Darcy-törvény nem érvényes, nem használható. Ugyanígy a nagyon kis hidraulikus vezetőképességű ($K < 10^{-12}$ m/s) víztelítési rétegek esetében pedig az alacsony szivárgási sebességek miatt nem valósul meg a lamináris áramlás, így a Darcy-törvény ebben az esetben sem érvényes.

A vízáramlás, mint fizikai folyamat fizikai leírása Darcy tapasztalati törvényén nyugszik. Az áramlási egyenleteket lamináris áramlás és telített közeg esetére kell, hogy definiáljuk. Emellett kérdés az is, hogy az időt, mint változót figyelembe vesszük-e a vízáramlások matematikai leképezésénél. Ehhez először definiálni kell a stacioner és tranzienst fogalmak jelentését.

Az áramlási jelenségek fizikai értelemben stacioner és tranzienst folyamatok egyaránt lehetnek. A stacioner állapot (steady state, permanens állapot) időbeli állandóságot jelent. A közeg egy adott elemi térfogatát tekintve a belépő tömegáram (vízmennyiség) egyenlő lesz a kilépő tömegárammal (vízmennyiséggel), azaz a felszín alatti vízáramlás fluxus vektora (q) konstans. Ez akkor valósul meg, ha a hidraulikus emelkedési magasság értékek (h) az adott térfogategységben folyamatosan állandóak maradnak. A stacioner áramlás ezek alapján időben állandó hozamú, intenzitású és irányú áramlást jelent. Nyilván ez az időbeli állandóság is definiálásra szorít, melyre később kitérünk.

Ezzel szemben a tranzienst esetben a vízszintek időben változnak, ezáltal az áramlás intenzitása, iránya is időben változhat. Az áramtér tehát időben változó jelleget mutat, a fluxusvektor (q) és a hidraulikus emelkedési magasság (h) értékek is időbeli változást mutatnak. Ennek oka legtöbbször, hogy valamilyen emberi beavatkozás hatására pórusnyomás változás történik a rendszerben, illetve valamilyen geológiai időskálán történő változás az áramtérben, a határfelületeken időbeli változást idéz elő.

A természetben a stacioner és tranzienst állapot elkülönítése mindig az adott probléma függvénye. Akár ugyanaz a helyzet különböző időskálán és célból vizsgálva stacionernek és tranzienstnek is tekinthető. Ha elég hosszú időskálán vizsgálódunk, a hidraulikus emelkedési magasság változások hosszú távon kiegyenlítik egymást, így a rendszer stacionernek tekinthető. Míg ha a hosszú időskála egy kis részletét emeljük ki, abban a rendszer tranzienst állapotot mutat. Mindemellett a valóságban a hidraulikus emelkedési magasságok sosem tekinthetők változatlan értékűnek, mivel a különböző léptékű vízszintváltozások gyakorlatilag folyamatosak. Emiatt gyakran stacioner eset fennállását fogadjuk el a h értékek normál természetes fluktuációja esetében, ha problémánk szempontjából ezek a változások elhanyagolhatóak. Ilyenkor azonban az adott problémára definiálnunk kell, hogy mekkora az a változás, vagy ingadozás a vízszintekben, amit még stacionernek elfogadjunk.

Az áramlási egyenleteket tehát összefoglalva lamináris áramlás és telített közeg esetére, külön stacioner és külön tranziens állapotra kell, hogy levezessük.

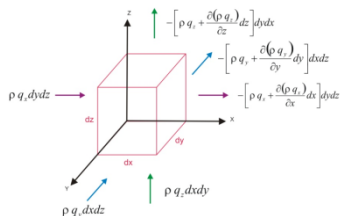
A felszín alatti vízáramlások irány-, hely- és időfüggő térbeli jellege miatt parciális differenciálegyenletekkel írhatók le, ahol x, y, z (a tér három iránya) és t (idő) a független változók.

Az egyenletek levezetése során egyrészt a Darcy-törvényből indulunk ki, ami a momentumegmaradás elvét fejezi ki. Másrészt a levezetés során a tömeg- és energiamegmaradás törvényét fogjuk alkalmazni, mint alap összefüggést, melyet pedig a folytonossági egyenlet fejez ki. A tömegmegmaradás törvénye (folytonossági alapelv) azt fejezi ki, hogy egy adott víztartó egységnyi térfogatában nem történik tömegváltozás. Bármilyen tömegváltozás történik az egységnyi térfogatba beáramló folyadék mennyiségében, azt a kiáramló vagy a tározott vízmennyiség, vagy mindkettő megváltozásának kell kompenzálnia. Ezt a törvényt a termodinamika első főtételének is nevezzük, amely kimondja, hogy egy zárt rendszerben energia nem keletkezik, nemvész el, csak átalakul. A termodinamika második főtétele azt mondja ki, hogy egy elszigetelt rendszer állapota időben termikus egyensúly felé halad, azaz a rendszerben végbemenő energiaváltozás mindig a mechanikai energia hőenergiává alakulása felé halad. Ezeket az alap összefüggéseket kombinálva a Darcy-törvénnyel vezethetjük le az áramlási egyenleteket (Jacob, 1940; Cooper, 1966; Domenico, 1972).

6.2 Stacioner felszín alatti vízáramlás telített porózus közegben

6.2.1 Az áramlási egyenlet levezetése stacioner esetre

A stacioner állapotot megértéséhez tekintsük a közeg egységnyi térfogatú elemét (egy egységnyi oldalú kockát) és vizsgáljuk a rajta keresztül zajló vízáramlást (6.1. ábra). A kocka oldalainak hossza dx , dy , és dz . A kocka oldalainak felülete $dx dy$, $dy dz$ és $dx dz$. Feltételezzük, hogy a víztartó homogén és izotróp.



6.1. ábra: Egységnyi térfogatú kockán át zajló vízmóvzás leírása (Fetter, 1994 nyomán)

A kockán keresztül haladó áramlást a koordináta rendszer három irányában írhatjuk le. Definíció szerint q a kocka egyes lapjain átáramló víz intenzitását mutatja meg, ρ pedig a víz sűrűségét jelöli.

A vízhozam x irányban, $dy dz$ lapra merőlegesen:

$$Q_x = q_x dy dz \quad (6.1)$$

Ugyanezen lapon átáramló tömegáram:

$$\rho q_x dy dz \quad (6.2)$$

A belépő tömegáram ugyanígy felírható y és z irányban is (6.1. ábra).

Az elemi térfogatú kockán belül csak a tömegáram irány szerinti megoszlásában történik változás. Ezt figyelembe véve az x irányban kilépő tömegáram komponens a következőképpen írható le irányban:

$$-\left[\rho q_x + \frac{\delta(\rho q_x)}{\delta x} dx\right] dy dz \quad (6.3)$$

A kilépő tömegáram teljesen hasonló módon írható fel y és z irányban is (6.1. ábra)

Mivel a kiindulási feltételünk az volt, hogy permanens (stacioner) állapot uralkodjon, ehhez a bemenő és a kilépő tömegáramoknak egyenlőnek kell lenni a kocka egészére vonatkozóan, mindhárom áramlási irányban. Matematikailag kifejezve ez azt jelenti, hogy a belépő és a kilépő tömegáramok divergenciája 0-val egyenlő.

Az egységnyi felületekkel való egyszerűsítés után:

$$-\left[\rho q_x + \rho q_y + \rho q_z\right] \left[-\left(\rho q_x + \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x}\right) - \left(\rho q_y + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y}\right) - \left(\rho q_z + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z}\right)\right] = \operatorname{div}(\rho \vec{q}) = 0 \quad (6.4)$$

Az összefüggés tehát lényegében azt fejezi ki, hogy a kocka belsejében történő tömegáramváltozásoknak ki kell oltaniuk egymást, azaz a három irányban történő tömegáramváltozás nullával kell, hogy egyenlő legyen. Ezt egyszerűbben kifejezve:

$$-\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} = \operatorname{div}(\rho \vec{q}) = 0 \quad (6.5)$$

Ezt az összefüggést folytonossági egyenletnek nevezzük, amely kifejezi, hogy a tömegáramlás intenzitásának

($\rho \vec{q}$) divergenciája, széttartása nullával egyenlő.

Szorzat deriválási szabálya szerint minden tagra felírható:

$$\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} = \rho \frac{\partial q_x}{\partial x} + q_x \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} = \rho \frac{\partial q_y}{\partial y} + q_y \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} = \rho \frac{\partial q_z}{\partial z} + q_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (6.6)$$

Mivel a sűrűség változása a legtöbb probléma esetében elhanyagolható, továbbá a felszín alatti vízáramlások esetén a q is minimálisnak tekinthető, így mind a három összefüggés esetében a második tag elhanyagolható, nullának vehető. Ugyanakkor a q megváltozása jelentős, a sűrűség (ρ) értéke önmagában pedig nullától eltérő. Az első tag tehát meghatározó.

$$-\rho \frac{\partial q_x}{\partial x} - \rho \frac{\partial q_y}{\partial y} - \rho \frac{\partial q_z}{\partial z} = \operatorname{div}(\rho \vec{q}) = 0 \quad (6.7)$$

Mivel a sűrűség (ρ) nullától eltérő érték, eloszthatjuk vele az egyenlet mindkét oldalát és így megkapjuk a Folytonossági egyenlet egyszerűbb alakját permanens állapotra:

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} - \frac{\partial q_z}{\partial z} = \operatorname{div}(\vec{q}) = 0 \quad (6.8)$$

A következő lépés a Darcy-törvény és a folytonossági egyenlet összekapcsolása. A Darcy-törvény a tér három irányában a következőképpen írható fel, abban az esetben, ha anizotrópiát feltételezünk, tehát a hidraulikus vezetőképesség értéke irányfüggő (azaz megkülönböztetünk: K_x , K_y , K_z -t.):

$$q_x = -K_x \frac{dh}{dx} \quad q_y = -K_y \frac{dh}{dy} \quad q_z = -K_z \frac{dh}{dz} \quad (6.9)$$

Ezt kombinálva a folytonossági egyenlettel (6.7) megkapjuk a permanens áramlási egyenlet anizotróp esetre:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (6.10)$$

Ebből az alap összefüggésből vezethetjük le az áramlási egyenletet homogén izotróp, illetve heterogén anizotróp közeg esetére.

Homogén izotróp esetben eltekintünk, a hidraulikus vezetőképesség (K) irány és hely szerinti változásától, tehát izotróp esetben $K=K_x=K_y=K_z$, és homogén esetben $K(x,y,z)=$ konstans:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K\frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial h}{\partial z}\right) = 0 \quad (6.11)$$

Mivel K értéke nullától eltérő a (2.11)-es egyenlet mindkét oldalát eloszthatjuk K -val. Így megkapjuk az úgynevezett Laplace-egyenletet (2.12).

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (6.12)$$

A Laplace-egyenlet tehát a vízáramlást leíró alapegyenlet homogén izotróp esetben, permanens állapotban, telített porózus közegben. Az egyenlet konzervatív erőterben érvényes, ahol nincsen se vízforrás, se víznyelő, azaz a rendszerben jelen lévő víz mennyisége nem változik. Az egyenlet nem csak hidraulikus emelkedési magasságokkal (h), hanem potenciál-alakban (Φ) is felírható.

A permanens áramlási egyenlet heterogén és anizotróp közegre is felírható:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K(x,y,z)_x\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K(x,y,z)_y\frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K(x,y,z)_z\frac{\partial h}{\partial z}\right) = 0 \quad (6.13)$$

Ez a legelterjedtebben használt áramlási egyenlet. Az egyenlet megoldásával az áramtér bármely pontjában a K értékek ismeretében a hidraulikus emelkedési magasság (h) vagy nyomásemelkedési magasság (ψ) értéke kiszámítható.

A h eloszlás térbeli megjelenítésének segítségével egy adott terület áramlási képe megrajzolható. Erre különböző adatfeldolgozási módszerek léteznek. Egy adott területre előállíthatunk potenciometrikus felszín térképeket melyek a h horizontális eloszlását mutatják meg ekvipotenciál vonalak formájában egy kiválasztott vastagságú kőzetblokkra. Segítségével az áramlások vízszintes iránya adható meg. Emellett a h értékek alkalmasak egy függőleges szelvény mentén az áramlások egy síkban való megjelenítésére. Így egy adott szelvényvonal mentén a választott mélységtartományban az áramlási irányok megszerkeszthetők. A szelvények és térképek együttes értelmezése a terület áramlási viszonyainak megismerését teszik lehetővé. A grafikus áramkép-szerkesztés szintén az áramlási egyenlet megoldásának tekinthető. Ezekon túl mutat a 3D áramkép szerkesztése, amely szintén a kiszámolt h értékeken alapszik. Az áramlások három dimenziós megjelenítéséhez a h értékek bonyolult megjelenítésére van szükség. Ez kézi megoldással már nem lehetséges, különböző térinformatikai programok használata szükséges.

A Laplace-egyenlet az alapja az előbbi ábrázolási formáknál bonyolultabb analitikus és numerikus vízáramlás modellezésnek. Itt az adott szoftver egy térrészre megadott hidraulikus peremfeltételeknek megfelelően számolja a h értékeket a tér minden egyes pontjára. Mivel ez a Laplace-egyenlet végtelen sok megoldását igényli, ehhez már számítógépes programok alkalmazására van szükség.

6.2.2 Tranziens felszín alatti vízáramlás telített porózus közegben

Tranziens áramlás esetén az áramlási kép időben változik. Ha a megfigyeléseinket továbbra is egységnyi térfogatelemre vonatkoztatjuk, azt tapasztaljuk, hogy az elemi térfogatú cellába belépő tömegáram nem lesz egyenlő a kilépő tömegárammal, $\text{div} \rho q \neq 0$. A tömegmegmaradás törvénye tranziens esetben telített porózus közegben előírja, hogy a nettó (belépő-kilépő) tömegáram az elemi térfogategység esetében egyenlő az adott térfogatelemben tározott víz időbeli megváltozásával. Azaz tranziens esetben az elemi cellán belül fellépő hiány vagy többlet a térrészen belüli h értékek időbeli megváltozásában jelentkezik. Ezáltal kapcsolódik be a problémába az idő faktor.

A matematikai levezetéshez a h értékekben bekövetkező változást időbeli tömegváltozásra kell lefordítani. Az egységnyi térfogatban tározott folyadéktömeg egyenlő $\rho \cdot n$, ahol ρ a víz sűrűsége és n a porozitás. A folytonossági egyenlet tehát a következő formát veszi fel:

$$\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} = \operatorname{div}(\rho \vec{q}) = \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} \quad (6.14)$$

A szorzat deriválási szabályát alkalmazva:

$$\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} = \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} = \rho \frac{\partial n}{\partial t} + n \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (6.15)$$

A $\frac{\partial(\rho n)}{\partial t}$ tag a víztartó egységnyi térfogatából egységnyi idő alatt felszabaduló/elnyelődő vízmennyiséget fejezi ki. Ez két tagra bontható. Az egyenlet jobb oldalának első tagja a közetváz kompaktiójából vagy tágulásából fakadó porozitásváltozás folytán felszabaduló vagy elnyelődő vízmennyiséget fejezi ki. A második tag az az időbeli tömegváltozás (felszabaduló vagy elnyelődő víztömeg), ami a víz sűrűségváltozásának következménye. Az első tag tehát a porózus közeg kompresszibilitásának, míg a második tag a víz kompresszibilitásának függvénye.

Ez a két kifejezés (az egyenlet jobb oldala) nagyon hasonlít a fajlagos tározás S_0 definíciójára, azzal a különbséggel, hogy itt a felszabaduló vagy elnyelődő vízmennyiséget tömegváltozás formájában fejezzük ki, valamint ezt a víztömegváltozást egységnyi időre vonatkoztatjuk.

Azért, hogy S_0 -t az áramlási egyenletbe behozhassuk, az egységnyi vízszintváltozásra vonatkoztatott S_0 értéket víz-tömegváltozás kifejezésére kell, hogy konvertáljuk: ρS_0 . Ezt az értéket az elemi közettérfogatban bekövetkező teljes hidraulikus emelkedési magasság változásra és egységnyi időre vonatkoztatva, $\rho S_0 dh/dt$ alakhoz jutunk:

$$\operatorname{div}(\rho \vec{q}) = \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} = \rho S_0 \frac{dh}{dt} \quad (6.16)$$

A szorzat deriválási szabályát alkalmazva:

$$\left(q_x \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho \frac{\partial q_x}{\partial x} \right) + \left(q_y \frac{\partial \rho}{\partial y} + \rho \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) + \left(q_z \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) = \rho S_0 \frac{dh}{dt} \quad (6.17)$$

$q_x \frac{\partial \rho}{\partial x}$ tagok elhanyagolhatóak, így az egyenlet tovább módosul:

$$\rho \frac{\partial q_x}{\partial x} + \rho \frac{\partial q_y}{\partial y} + \rho \frac{\partial q_z}{\partial z} = \rho S_0 \frac{dh}{dt} \quad (6.18)$$

Az egyenlet mindkét oldalát a sűrűséggel elosztva megkapjuk a folytonossági egyenletet tranziens formáját:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = S_0 \frac{dh}{dt} \quad (6.19)$$

A következő lépésben a folytonossági egyenletet kombináljuk a Darcy-törvénnyel a stacioner esethez teljesen hasonló módon:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K(x) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(y) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(z) \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_0 \frac{dh}{dt} \quad (6.20)$$

Így megkapjuk a tranziens vízáramlási egyenletet anizotróp esetre, telített porózus közegre.

Homogén ($K(x,y,z)=\text{konstans}$) és izotróp ($K_x=K_y=K_z$) esetben a tranziens vízáramlás egyenlete a következő formát veszi fel:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_0}{K} \frac{dh}{dt} \quad (6.21)$$

Ezt az egyenletet hívjuk diffúziós egyenletnek, ugyanis az egyenlet jobb oldalán megjelent a hidraulikus diffúziós tényező/diffúziós állandó reciproka. Ebből is látszik, hogy a tranziens áramlási egyenlet lényegében a pórnyomás-változás időbeli terjedését írja le.

Ha az egyenletet két dimenzióra egyszerűsítjük és egy b vastagságú fedett, horizontális víztartóra alkalmazzuk, ahol $S = S_0 b$ és $T = Kb$, ehhez az alakhoz jutunk:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{dh}{dt} \quad (6.22)$$

Az egyenlet megoldásával $h(x,y,z,t)$, azaz h értéke a víztartó bármely $P(x,y,z)$ pontjában, bármely t időpillanatban S és T (vagy S_0 és K) ismeretében kiszámítható. Mint azt már az előző fejezetben tárgyaltuk, S és T (S_0 és K) legegyszerűbb meghatározási módszere a kutakban végzett szivattyúpróba, melyek során egy kutat szivattyúzunk, és a magában a kútban, valamint a megfigyelőkutakban mérjük szivattyúzás hatására fellépő vízszintváltozást az idő függvényében. Az elvet megfordítva a közegre jellemző S és T ismeretében, az idő függvényében előre jelezhető h (a víztartóban fellépő a vízszintváltozás) értéke. Arra azonban ügyelnünk kell, hogy abban az esetben, ha a szivattyúzás hatása kiterjed a talajvíztükörig, azaz nyitott vízadóról beszélünk, akkor a vízszintsüllyedés mértéke már nem S_0 , hanem S_y függvényében történik!

Ha a probléma olyan, hogy $dh/dt=0$, akkor visszajutunk a stacioner esethez, azaz a Laplace-egyenlethez.

A tranziens egyenletek alkalmazása hasonló a Laplace-egyenlethez, azonban jellemzően numerikus úton oldhatók meg. Az áramképek időbeli változását így leginkább számítógépes szimulációkkal tudjuk vizsgálni. A jelenleg használatban lévő programcsomagok mind alkalmasak tranziens folyamatok leírására. A legújabb programcsomagok már a telítetlen zónában zajló folyamatok jellemzésére is képesek. A probléma és a matematikai egyenletek bonyolultsága miatt a telítetlen zóna áramlásainak számítása szintén numerikus megoldást igényel.

6.3 Ellenőrző kérdések:

1. Kérdés: A Laplace-egyenlet milyen esetben írja le az áramlások folyamatát?

Válasz: Homogén, telített izotróp porózus közeg esetében, permanens áramlásra vonatkozóan.

2. Kérdés: Milyen két fő összefüggés kombinációjával tudjuk jellemezni matematikailag az áramlásokat?

Válasz: Darcy-törvény és a folytonossági egyenlet.

6.4 A fejezetben felhasznált irodalmak

Cooper, H.H JR.(1966) The equation of groundwater flow in fixed and deforming coordintaes. Journal of Geophysical Research. 71: 4785-90.

Deming D (2002) Introduction to Hydrogeology. McGraw-Hill Higher Education. 468 p.

Domenico, P.A (1972) Concepts and models in groundwater hydrology. New York: McGraw-Hill.

Fetter CV (1994) Applied hydrogeology. Third edition. McMillan College Publishing Company, USA, 691 p.

Freeze RA and Cherry JA, (1979) Groundwater. Prentice Hall, Engwood Cliffs, New Jersey, 604 p.

Jacob, C.E. (1940) On the flow of water in an elastic artesian aquifer. Transactions, American Geophysical Union. 21:574-86.

Tóth J (2009) Gravitational Systems of Groundwater Flow Theory, Evaluation, Utilization. Cambridge University Press. 297 p.

7. fejezet - Áramképek és szerkesztésük

A felszín alatti víz áramlásának irányát és intenzitását a folyadékpotenciál felszín alatti eloszlása határozza meg. Az áramképek rekonstruálásának egyik módja tehát, ha a közvetlenül a potencióméterekben vagy kutakban történt hidraulikus emelkedési magasság mérésből szerkesztjük meg a potenciáalteret, mellyel jellemezni tudjuk a felszín alatti vízáramlási rezsimet. A másik módszer az áramlási egyenletek alkalmazásán nyugvó numerikus áramkép szimuláció. E technikák alkalmazása mellett, mintegy azok mentális háttereként fontos, hogy a hidrogeológus az áramlási tér geometriája ismeretében vizuálisan – mégis fizikailag korrekt módon – gyors elképzelést alkosson az áramképről. Ennek érdekében e fejezetben – a határfeltételek és a várható geológiai felépítés ismeretében – az áramképek grafikus szerkesztésének elveit és technikáját fogjuk áttekinteni. Célunk bemutatni a kvantitatívan pontos áramképek szerkesztésének szabályait és módszerét, valamint azok használatát homogén-izotróp, homogén-anizotróp és heterogén áramlási rendszerek esetén. Ezzel kívánunk háttérrel adni a mért adatokon nyugvó és a szimulált áramképek előállításához.

7.1 Az áramképek felépítése, összetevői, és készítésének célja

Az áramképek – melyek formájukat tekintve a stacioner állapot megjelenítésére alkalmasak – a stacioner állapotot leíró áramlási egyenletek, azaz a Laplace-egyenlet, Richard-egyenlet, stb. grafikus megoldásai. Az áramképet két vonalsereg alkotja: az ekvipotenciális vonalak, melyek mentén a hidraulikus emelkedési magasság állandó, és az áramvonalak, melyek a folyadék részecskék áramlási pályáját írják le. Homogén-izotróp esetben a ekvipotenciális és áramvonalak merőlegesek egymásra.

A matematikailag korrekt áramképek szerkesztése révén tehát meghatározhatjuk i) egyrészt a felszínalatti vízáramlási tér egy meghatározott elemére vonatkoztatva kvantitatív módon a vízhozamot és a fajlagos térfogati hozamot; ii) másrészt az áramtér geometriai képét két dimenzióban. Ez ábrázolásilag az x-y síkon potenciometrikus felszínt jelent, a z-s síkon pedig hidraulikus keresztmetszelvényt.

Érdeemes azt is megjegyezni, hogy az áramképek léptéktől függetlenek, tehát az áramtér lehet néhány vagy akár több ezer négyzetméter kiterjedésű, a szerkesztés szabályai azonosak.

7.2 Homogén, izotróp közeg

A mennyiségileg pontos áramképek szerkesztése bizonyos mértékben művészet. A szerkesztés folyamata sok próbálkozást és hibázást tartogat, és csalódást okozhat a még gyakorlatlan szakemberek számára. Mindezek ellenére, az áramkép szerkesztése nagyon hasznos eszköz a felszín alatti vízáramlási rendszerek kvalitatív és – helyes szerkesztés esetén – kvantitatív meghatározására. Fontos kiemelni, ami a Laplace-egyenletből következik, hogy homogén, izotróp közegben az áramkép minőségi szempontból független az áramlási közeg hidraulikus vezetőképességétől. Azaz Darcy-törvénye alapján a hidraulikus gradiens ($\text{grad}h$) és az áramlás (q) iránya egy vonalba esik, de irányuk ellentétes. A hidraulikus vezetőképességnek (K) így csak a mennyiségi, azaz fluxus és vízhozam számításoknál van szerepe.

Homogén, izotróp rendszer esetén az áramkép szerkesztés három alaplépésből áll:

1. Az áramlási mező és a határfeltételek meghatározása.
2. Az áramvonalak és ekvipotenciális vonalak megszerkesztése: próbálkozások, javítások sorozata.
3. Az eredmény alapos vizsgálata, abból a szempontból, hogy az áramképben teljesülnek-e a szerkesztési szabályok.

A következő fejezetekben az egyes lépéseket részletesen bemutatjuk.

7.2.1 Az áramlási mező és a határfeltételek meghatározása

Az áramkép-szerkesztés első lépése mindig a vizsgált felszínalatti térrész lehatárolása, és a peremfeltételek megállapítása. Homogén, izotróp, és telített áramlási közegben három határtípust különíthetünk el: (1) impermeabilis határ (no-flow boundary), (2) ekvipotenciális határ (constant-head boundary), (3) talajvíztükör típusú határ (watertable boundary).

Elsőként tekintsük az áramlást egy impermeabilis határ közelében (7.1. ábra: a). Ahogy azt korábban már említettük, tökéletesen impermeabilis közeg a természetben nem létezik, határfeltételként azonban alkalmazzuk matematikai megoldások során. Mivel az impermeabilis határon keresztül nem történhet áramlás, így az áramvonalak azzal párhuzamosak, az ekvipotenciálok pedig arra merőlegesek. Felidézve a Darcy-törvényt, és az áramlási intenzitást (q) az impermeabilis határon keresztül nullának véve, a határfeltétel matematikai formulájához jutunk. Ez az x - z sík tengelyeivel párhuzamos határok esetén:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \text{ vagy } \frac{\partial h}{\partial z} = 0 \quad (7.1)$$

Ebből egyidejűleg az is következik, hogy az áramképben minden egyes áramvonal egy "látszólagos" impermeabilis határ, azaz az áramvonalon keresztül nem történhet áramlás. Áramkép szerkesztés során így ajánlott a vizsgált áramteret úgy méretezni, hogy a határoló áramvonalak szimmetria tengelyt képezzenek, amelyeknek így elég csak az egyik vagy másik oldalára megszerkeszteni az áramképet. Ebben az esetben, azaz ha a szimmetria tengelyvonal a áramvonal is egyben, akkor a szimmetria tengely, mint határfeltétel mentén alkalmazható a 7.1. egyenlet.

Az ekvipotenciális, vagy állandó hidraulikus emelkedési magasságú határ (7.1. ábra: b) esetén a folyadékpotenciál értéke azonos a határ minden pontján, tehát az állandó hidraulikus emelkedési magasságú határ kijelöl egy ekvipotenciális vonalat. A határral szomszédos ekvipotenciális vonal párhuzamos azzal. Mivel homogén, izotróp közegben az áramvonalak merőlegesen metszik az ekvipotenciális vonalakat, ezért az áramlási irány merőleges az ekvipotenciális határra. A matematikai feltétel:

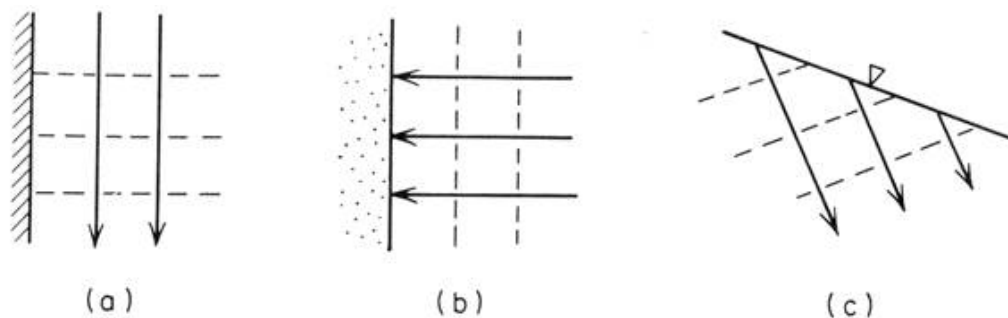
$$h = c \quad (7.2)$$

ahol c konstans.

A talajvíztükör típusú határ (7.1. ábra: c) a regionális áramrendszerek esetében speciális szerepű határ. A hidrogeológiai környezet függvényében általában a víztükör követi a felszín domborzatát. Felidézve a víztükör definícióját ($p=p_{\text{atm}}=0$) és behelyettesítve azt a hidraulikus emelkedési magasság egyenletébe ($h = z + p/\rho g$) azt kapjuk, hogy:

$$h = z \quad (7.3)$$

tehát a hidraulikus emelkedési magasság értéke numerikusan minden pontban megegyezik a talajvíztükör tengerszint feletti magasságával, amit regionális vizsgálatok során a térfelszín magasságával közelíthetünk. Ilyen módon a hidraulikus emelkedési magasság értéke változik a határ mentén a talajvíztükör vagy térfelszín domborzatának megfelelően. A víztükör határ megkönnyíti az áramképek szerkesztését, ugyanis a határ mentén ismertek a hidraulikus emelkedési magasság értékei. A víztükör típusú határ esetében sem az áramvonalaknak, sem az ekvipotenciális vonalaknak nem kell arra merőlegesnek lenniük. Így a határ helyzete nem határozza meg az áramlás irányát, az irányok az ekvipotenciáloktól függenek. Viszont a talajvíztükör határ determinálja az áramlások felső potenciálfelületét.



7.1. ábra: Az áramképek három különböző határfeltétel típusa (Freeze és Cherry, 1979). (a) impermeabilis határ, (b) ekvipotenciális vagy állandó hidraulikus emelkedési magasságú határ, (c) talajvíztükör típusú határ

7.2.2 Az áramkép megszerkesztése

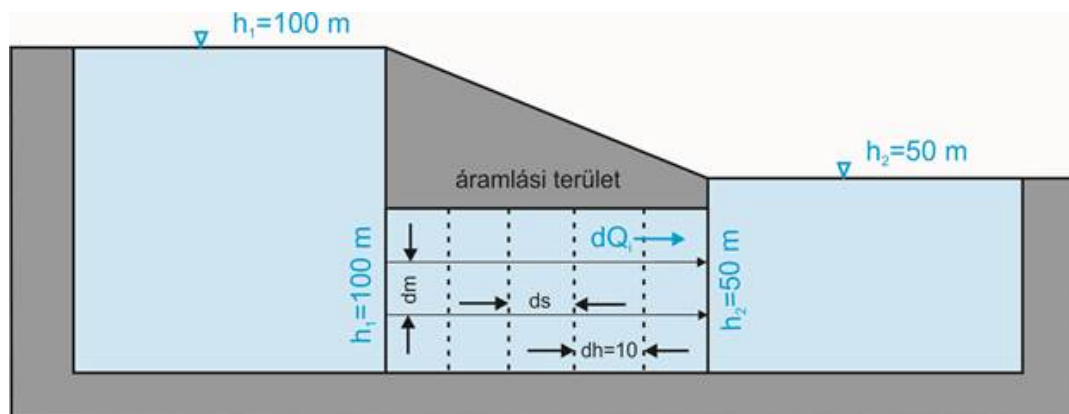
Miután az áramlási mezőt, és az arra érvényes határfeltételeket meghatároztuk, a határookra vonatkozó információkat (hidraulikus emelkedési magasság értékek) áramképpé kell alakítani. Mielőtt bármit is szerkesztenénk, célszerű vizualizálni az áramvonalak, és az ekvipotenciális vonalak elosztását annak érdekében, hogy nagy vonalakban képet alkothassunk az áramképről. Miután kialakult bennünk egy elképzelés, megkezdődhet a próbálkozások és javítgatások folyamata. Nem lényeges, hogy az áramvonalak vagy az ekvipotenciális vonalak előállításával kezdjük a szerkesztést, habár legtöbbször könnyebbnek tekintik az ekvipotenciális vonalakkal kezdeni. Az egyik módszer az áramkép szerkesztés megkezdésekor, hogy a teljes hidraulikus emelkedési magasság esést egyenlő részekre osztjuk fel, és ezt követően ábrázoljuk a feltételezett ekvipotenciális vonalakat. Miután ezeket megrajzoltuk, megszerkesztjük azokhoz a megfelelő áramvonalakat. Rendszerint több próbálkozás után sikerül csak e szerkesztést megfelelően megoldani.

7.2.3 Q számítása homogén-izotróp közegre, ha ismert K

Itt érdemes ismét megemlíteni, hogy egy kvantitatívan pontosan megszerkesztett áramkép alapján vízhozam számítást is lehet végezni.

A 7.2. ábra egy egyszerű áramképet mutat be, mely két víztározó közötti horizontális áramlást jelenít meg. Mindkét víztározóban állandó a hidraulikus emelkedési magasság, a bal oldaliban magasabb, míg a jobb oldaliban alacsonyabb. Az áramlási mező (Á) alsó és felső határai impermeabilisak (impermeable boundary), azokon nem áramolhat víz keresztül. A jobb- és baloldali határok állandó hidraulikus emelkedési magasság avagy ekvipotenciális típusú (constant head boundary) határok, ily módon, azok mentén állandó a hidraulikus emelkedési magasság értéke, a vízáramlás rajtuk keresztül merőleges irányban történik.

A határolt térrész (Á) 3 paraméterrel jellemezhető: $H=h_1-h_2$ azaz a két oldalsó határ közötti hidraulikus emelkedési magasság különbség, Q a teljes térfogaton átáramló vízhozam, K a közeg hidraulikus vezetőképessége.



7.2. ábra: Egy egyszerű áramkép

Mint utaltunk rá, mindkét határ mentén az ekvipotenciális (az azonos hidraulikus emelkedési magasságú pontokat összekötő) vonalak függőlegesek. Felidézve a Darcy-törvényt, valamint a hidraulikus gradiens és az áramvonalak merőleges viszonyát, az következik, hogy az áramlás iránya a közegen keresztül vízszintes. Az áramkép, a Darcy-törvényt alkalmazva, a porózus közeg bármely – két ekvipotenciális vonallal és két áramvonalal határolt – „négyzetén” keresztül áramló víz mennyiségének meghatározására is használható. Ehhez a H teljes hidraulikus esést osszuk fel ekvipotenciális vonalakkal annyi részre (n), ahány részre az áramvonalak a teljes térrészt felosztják, azaz úgy, hogy az ekvipotenciál és az áramvonalak négyzeteket határoljanak le. Azaz $ds=dm$ feltétel teljesüljön. Az áramteret felosztó három vízszintes (dm vastagságú) rétegen – melyeket áramcsőnek nevezünk – azonos (dQ) mennyiségű víz áramlik keresztül. Az áramcsövek határát nevezzük áramvonalnak. Az áramvonalak mutatják a felszín alatti víz áramlási irányát. A 7.2. ábra egy teljes áramképet mutat be.

Az egy négyzeten keresztüláramló teljes hozam a következő összefüggés segítségével számítható ki:

$$Q_i = -K \frac{dh}{ds} dm \quad (7.4)$$

ahol Q_i a porózus közegen keresztül áramló teljes hozamot, K a közeg hidraulikus vezetőképességét, dh a két ekvipotenciális vonal közti hidraulikus emelkedési magasságkülönbséget ($dh=H/n$), dm az áramcső szélességét (az áramvonalak távolságát), míg ds az ekvipotenciális vonalak távolságát jelenti.

Sajnos a fenti hozamszámítás – magas szintű matematikai módszerek használata nélkül – csak abban az esetben használható, amennyiben ismerjük az ekvipotenciális vonalak, és az áramcsövek eloszlását az áramtérben.

A fenti feltételeket alakíthatjuk annak érdekében, hogy azt áramképek előállítására használhassuk. Mint utaltunk rá a kiinduláskor, ha megszabjuk, hogy az áramkép szerkesztésekor a dm és ds értékei azonosak legyenek, akkor olyan áramképet kapunk, mely úgynevezett „görbe négyzetek”-ből áll. *Görbe négyzet* alatt olyan síkidomot értünk, melyet négy görbe (két ekvipotenciális vonal és két áramvonal) határol, és amelybe kört lehet írni (7.3. ábra). Amennyiben dm azonos hosszúságú mint ds, akkor a dm/ds hányados egy. Ezt behelyettesítve a 7.4. egyenletbe, egy áramcsövön keresztül áramló víz mennyiségét a

$$dQ_i = K \cdot dh \quad (7.5)$$

egyenlet segítségével számíthatjuk ki, ahol dQ_i az egy áramcsövön keresztül áramló víz mennyiségét jelenti. Ekkor már a negatív előjelet is elhagyhatjuk, mivel itt az irány már nem döntő, csak a hozamra vagyunk kíváncsiak.

Az áramképen átáramló teljes hozam (Q) kiszámításához meg kell szorozni a dQ_i értéket az áramcsövek számával (m):

$$Q = m \cdot dQ_i = m \cdot K \cdot dh \quad (7.6)$$

Mivel tudjuk, hogy $dh=H/n$, ezt behelyettesítve a 7.6. egyenletbe, a teljes hozam:

$$Q = m \cdot K \cdot dh = m \cdot K \cdot \frac{H}{n} = \frac{m}{n} \cdot K \cdot H \quad (7.7)$$

ahol ha m, n, K és H ismertek, kiszámítható Q.

Ha például az áramcsövek szélessége $m=3$, a teljes hidraulikus esés $H=50$, amelyet $n=5$ részre osztunk, a hidraulikus vezetőképesség pedig $K=10^{-4}$ m/s, akkor $Q=(3/5) \cdot 10^{-4} \cdot 50=3 \cdot 10^{-3}$ m³/s.

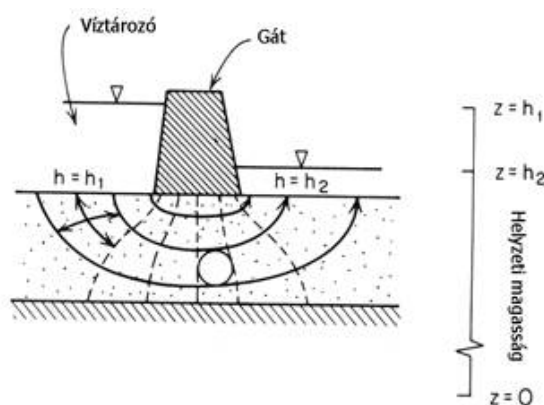
Ezzel a módszerrel tehát a víztározók között átáramló víz hozama is kiszámítható, és az áramlási irányok közvetlenül kiolvashatók az áramképből. A 7.7. egyenlet azonban csak olyan egyszerű áramlási helyzetek esetén alkalmazható, melyek egy utánpótlódási és egy megcsapolódási határral jellemezhetők. Bonyolultabb rendszerek esetén azonban jobb a dQ_i értéket egy áramcsőre kiszámítani, majd azt az áramcsövek számával szorozni (7.6. egyenlet).

7.2.4 Az áramkép ellenőrzése

Miután elkészültünk az áramkép megszerkesztésével, három szempontból kell azt megvizsgálni annak érdekében, hogy megállapíthassuk, a megszerkesztett áramkép megfelelő leképzése-e a valós áramlási situációnak.

1. Az áramkép teljesíti-e a határfeltételeket? A kérdés, amit ez esetben vizsgálni kell, hogy az ekvipotenciális vonalak, illetve az áramvonalak megfelelő módon találkoznak-e a különböző típusú határokkal.
2. Teljesül-e a „görbe négyzetek” feltétele az áramképben? Mint azt korábban kifejtettük, az áramkép akkor pontos kvantitatívan, ha az áramcső szélessége, és az ekvipotenciális vonalak távolsága azonos, azaz kört lehet írni az általuk körbezárt területekbe (7.3. ábra). Az impermeabilis határok mentén megengedettek a részleges áramcsövek, melyekre nem kell teljesülni e feltételnek (7.3. ábra).
3. Homogén, izotróp közeg esetén, az áramvonalak és az ekvipotenciális vonalak derékszögben metszik-e egymást?

Ha az áramkép nem teljesíti e feltételek valamelyikét, abban az esetben újra kell szerkeszteni azt. Általában célravezetőbb az 1. lépéstől újra kezdeni a szerkesztést, mint a gyengén sikerült áramképet „pofozgatni”. E „próbálkozás-javítás” folyamatot addig kell folytatni, míg mindhárom feltételt kielégíti az áramkép, mely ekkor már az áramkép megjelenítésén túl, alkalmas akár kvantitatív kérdések megválaszolására is.



7.3. ábra: Gát alatti szivárgás homogén, izotróp közetvázon keresztül (Freeze és Cherry, 1979 nyomán). Az áramképben megfigyelhetők „görbe négyzetek” és részleges áramcsövek is.

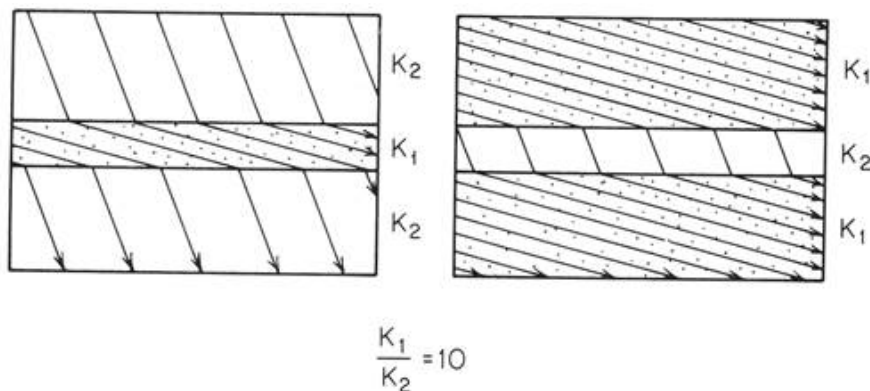
7.2.5 A homogén-izotróp áramkép szerkesztés szabályainak összefoglalása

A homogén-izotróp áramkép szerkesztés szabályait összefoglalva:

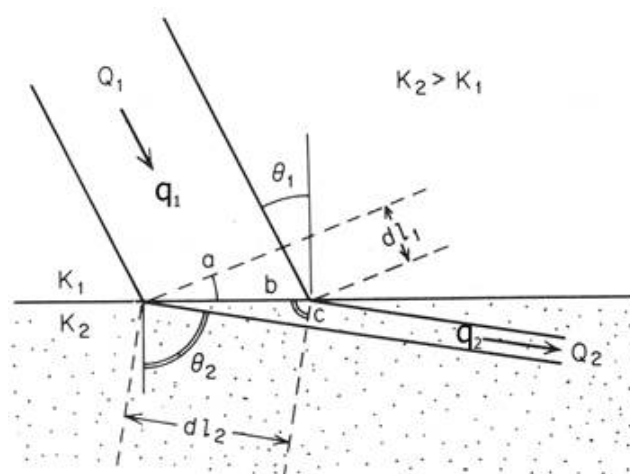
- Izotróp közegben a Darcy-törvény értelmében az ekvipotenciális és áramvonalak merőlegesek.
- Az áramvonalak párhuzamosak az impermeabilis határokkal.
- Az áramvonalak merőlegesek az ekvipotenciális határookra.
- A fenti három szabály alapján minden áramvonal egyben impermeabilis határ is.
- Az áramvonalak és ekvipotenciális vonalak által bezárt területeknek „görbe négyzeteknek” kell lenni, azokba kört kell tudni írni.
- Az áramkép megszerkeszthető az árammező egy részére is, az áramtérnek nem kell feltétlenül minden oldalról zárt határokkal rendelkeznie.
- Az áramkép peremén nem kell feltétlenül teljes áramcsőnek lenni, ez esetben ezeket a rész-áramcsöveket arányosan kell figyelembe venni.

7.3 Heterogén, izotróp közeg, tangens törvény

Izotróp, heterogén közeg esetén az áramkép másképpen alakul, mivel a különböző hidraulikus vezetőképességű közegek határán az áramvonalak megtörnek. A 7.4. ábra 1. esetében egy jó vízvezetőképességű réteg helyezkedik el egy nagyságrenddel kisebb vezetőképességű közegben. Vizsgáljuk meg ezt az esetet kicsit részletesebben (7.5. ábra)!



7.4. ábra: Eltérő hidraulikus vezetőképességű közegek határán az áramvonalak megtörnek (Hubbert, 1940 nyomán).
 1. eset: jó vezetőképességű réteg (K_1) helyezkedik el egy nagyságrenddel kisebb vezetőképességű (K_2) közegben.
 2. eset: fordított helyzet



7.5. ábra: Az áramvonalak megtörnek különböző hidraulikus vezetőképességű közegek határán

Ebben az esetben tehát K_1 vezetőképességű közegből haladunk a nagyobb K_2 vezetőképességű közegbe (pl. agyagból homokba) (7.5. ábra). Mivel stacioner áramlást feltételezünk, a Q_1 és Q_2 hozamok megegyeznek, vagyis a két közeg áramcsöveiben átfolyó víz mennyisége megegyezik. K_1 közegben az áramcső szélessége „a”, K_2 közegben „c”. A Darcy törvényt alkalmazva:

$$K_1 a \frac{dh_1}{dl_1} = K_2 c \frac{dh_2}{dl_2} \quad (7.8)$$

ahol dh_1 a hidraulikus esés dl_1 távolságra, dh_2 pedig a dl_2 -re vonatkozik.

Mivel a dl_1 és dl_2 ugyanazon ekvipotenciál vonalak távolsága az 1. és 2. közegben, ezért: $dh_1 = dh_2$.

Geometriai megfontolásból:

$$a = b \cos \theta_1 \quad \text{és} \quad c = b \cos \theta_2 \quad (7.9)$$

$$dl_1 = b \sin \theta_1 \quad \text{és} \quad dl_2 = b \sin \theta_2 \quad (7.10)$$

Ezeket behelyettesítve a 7.8. egyenletbe:

$$K_1 b \cos \theta_1 \frac{dh_1}{b \sin \theta_1} = K_2 b \cos \theta_2 \frac{dh_2}{b \sin \theta_2} \quad (7.11)$$

A 7.11. egyenletet egyszerűsítve:

$$K_1 \frac{\cos \theta_1}{\sin \theta_1} = K_2 \frac{\cos \theta_2}{\sin \theta_2} \quad (7.12)$$

Mivel

$$\frac{\cos \theta}{\sin \theta} = \frac{1}{\tan \theta} \quad (7.13)$$

ezért átrendezve a 7.12. egyenletet, megkapjuk a jelenséget leíró tangens törvényt:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} \quad (7.14)$$

Következésképpen, nagy átteresztőképességű közegben kisebb keresztmetszetű áramcsőre, míg kis átteresztőképességű közegben nagyobb keresztmetszetű áramcsőre van szükség ugyanazon vízmennyiség átengedésére.

A 7.4. ábra ugyanakkor azt is mutatja, hogy az áramvonalak preferálják a nagy-permeabilitású formációkat mint potenciális útvonalakat, míg a kisebb permeabilitású rétegen a lehető legrövidebb úton igyekeznek áthaladni. Így rétegzett rendszerekben, melyekben a permeabilitás különbség legalább két nagyságrenddel eltér, az áramvonalak közel horizontálisak a vízvezetőkben és közel függőlegesek a vízfókban.

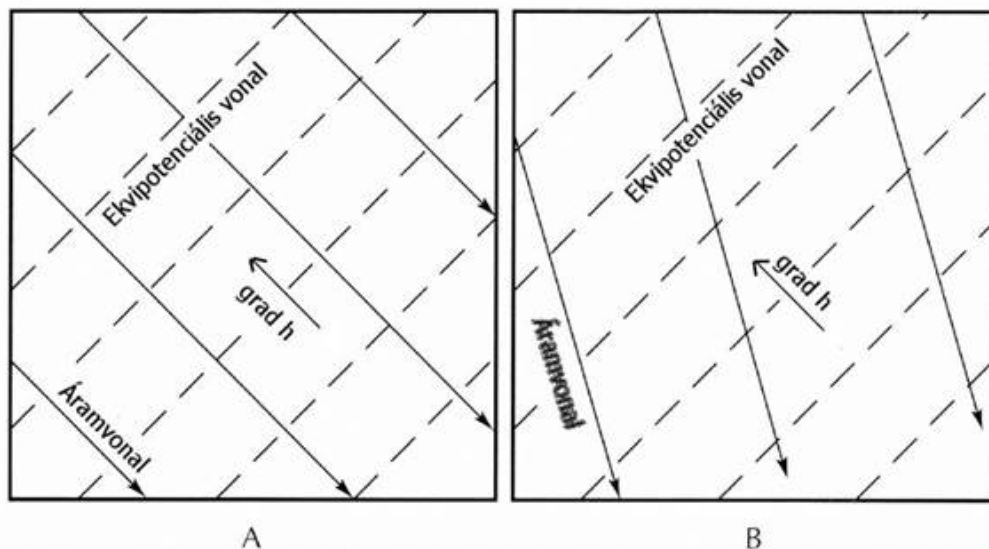
További, az áramkép szerkesztésre vonatkozó feltétel heterogén közegben, hogy nem lehetséges a „görbe négyzetek” feltételét teljesíteni a teljes áramképben. Ehelyett az áramképben „négyzetek” lesznek az egyik rétegben, míg „téglalapok” a másikban. Ugyanakkor heterogén, izotróp esetben az áramvonalak és ekvipotenciális vonalak közti merőlegességet meg kell tartani.

7.4 Anizotróp közeg

7.4.1 Áramtér transzformáció

Homogén, anizotróp közegben az áramkép szerkesztést az nehezíti, hogy a hajtóerő, vagyis a hidraulikus gradiens (gradh) és az áramlás (q) iránya nem esik egy vonalba, vagyis az ekvipotenciálisok és az áramvonalak nem merőlegese egymásra (7.6. ábra). Az áramlás a kisebb ellenállás felé, vagyis a nagyobb hidraulikus vezetőképesség felé térül el.

Annak érdekében, hogy mégis megszerkeszthessük egy anizotróp közeg áramképét, a permeabilitás ellipszoid segítségével transzformált szelvényeket használunk. A transzformált szelvényt úgy állítjuk elő, hogy megváltoztatjuk az eredeti áramlási tér koordináta-rendszerének tengelyeinek méretarányát annak érdekében, hogy az anizotrópiával számolni tudjunk. A transzformált szelvényt elkészítve, abban az izotróp közeg szabályai betartásával megszerkesztjük az áramképet, majd utolsó lépésként visszaállítjuk az eredeti koordinátarendszert. Az eredményül kapott áramképen értelemszerűen az ekvipotenciális vonalak és az áramvonalak nem derékszögben találkoznak.

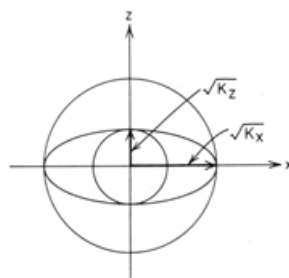


7.6. ábra: Az ekvipotenciális és áramvonalak helyzete (A) izotróp és (B) anizotróp közegben (Fetter, 1994 nyomán). Az előbbi esetben merőlegesek egymásra, az utóbbi esetben az áramlás eltérül.

A transzformációt a következő lépésekben lehet végrehajtani. Először is vezessük be a transzformáció arányát. Izotróp rendszerben a hidraulikus vezetőképesség a tér minden irányában azonos, vagyis z és x egyenlő. Anizotróp rendszerben az anizotrópia ellipszoid nagytengelye X , kistengelye Z (7.7. ábra). Ezeket az izotróp rendszer x , z értékeiből és az adott K_x és K_z fő hidraulikus vezetőképesség adatokból kifejezve:

$$X = x \quad \text{és} \quad Z = z \frac{\sqrt{K_x}}{\sqrt{K_z}} \quad (7.15)$$

Tehát az eredeti z méretet megszorozzuk a $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z}$ hányadossal, miközben az x méret változatlan marad (vagy fordítva, a z méret marad változatlan, míg az x méretet a fenti érték reciprokával szorozzuk meg).



7.7. ábra: Anizotróp közeg permeabilitás ellipszoidjának transzformációja izotróp közeg permeabilitás körévé

Az anizotróp közegre vonatkozó stacioner áramlási egyenlet két dimenzióban:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (7.16)$$

K_x -szel elosztva az egyenletet:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{K_z}{K_x} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (7.17)$$

Majd behelyettesítve a 7.17. egyenletbe a 7.15. egyenlet(ek)ben definiált X és Z paramétereket:

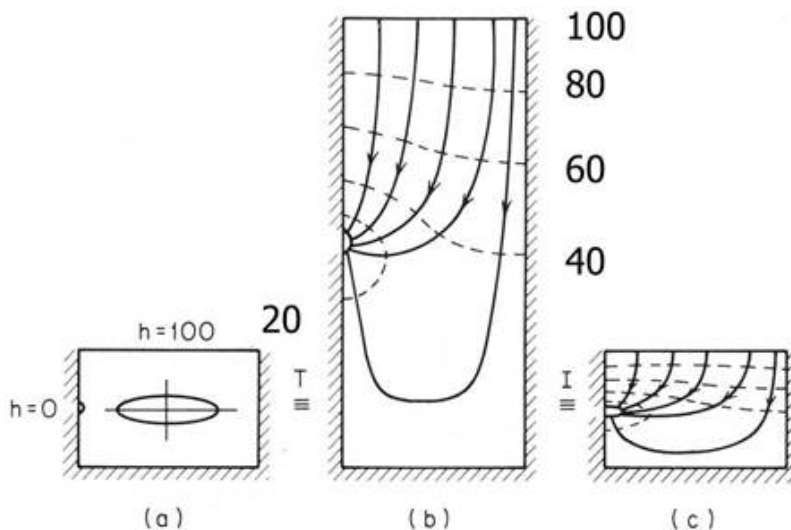
$$\frac{\partial^2 h}{\partial X^2} + \frac{\sqrt{K_x}}{\sqrt{K_z}} \frac{\partial}{\partial Z} \left(\frac{K_z \partial h}{K_x \partial Z} \sqrt{K_x} \right) = \frac{\partial^2 h}{\partial X^2} + \frac{\partial}{\partial Z} \frac{K_x}{K_z} \left(\frac{K_z \partial h}{K_x \partial Z} \right) = \frac{\partial^2 h}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial Z^2} = 0 \quad (7.18)$$

Ezzel eljutottunk a Laplace egyenlethez $\left(\frac{\partial^2 h}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial Z^2} = 0 \right)$, vagyis a transzformáció során valóban egy izotróp rendszert kaptunk, azáltal, hogy az anizotrópia ellipszist körré transzformáltuk.

A transzformációs megoldás lépései tehát:

1. Az anizotróp rendszer transzformálása izotróp rendszerré, határfeltételek megállapítása
2. Az áramkép (vagyis az ekvipotenciális és áramvonalak) megszerkesztése az izotróp közeg szabályai szerint (tehát úgy, hogy az áramvonalak merőlegesek legyenek az ekvipotenciális vonalakra)
3. Az áramkép helyreállítása inverz transzformációval az eredeti rendszerbe (a metszéspontok koordinátái segítségével)

A 7.8. ábra egy példát mutat a transzformációs megoldásra. A vertikális keresztmetsvény(ek) a felszín alatti vízáramlás útját mutatják – tételezzük fel, hogy – egy tóból (víztükör $h=100$) egy csatornába (csökimenetnél $h=0$). A vertikális határt az áramlási rendszer szimmetriája biztosítja (azaz csak „virtuális” határ). Az alsó horizontális határ azonban egy valós, impermeábilis határ, amely alatti térrésszel nem feltételezünk kapcsolatot. Amennyiben a vertikális tengely tetszőlegesen felvett eleváció értékei a csatornánál $z=0$, a felszínen pedig $z=100$, akkor a $h = z + \Psi$ képletből kiindulva, és a $h_{wt}=z_{wt}$ összefüggést is figyelembe véve a nyomásemelkedési magasság $\Psi=0$ mindkét vertikális határon. Ezek szerint a talaj a tőfelszínen(=tőfelszínen) éppen telített állapotban van. A tó mélységétől az egyszerűség kedvéért eltekintünk. A csökimenetnél $\Psi=0$ szabad kifolyást jelent. A talaj az áramtérben anizotróp hidraulikus vezetőképességet mutat: $K_x/K_z=16$. A transzformált szelvény (7.8/b. ábra) ennek megfelelően négyszeresen túlmagasított: $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = \sqrt{16}/\sqrt{1} = 4$. Az áramkép megszerkesztését követő inverz transzformáció során az izotróp közeget anizotróppá alakítjuk vissza (7.8/c. ábra). Ennek eredményeként az izotróp közeg bármely (X,Z) pontjára meghatározott hidraulikus emelkedési magasság érték az anizotróp közeg (x,z) pontjában azonos értéket fog felvenni.



7.8. ábra: Anizotróp közeg (a) transzformációja izotróppá (b), majd annak inverz transzformációja vissza anizotróp rendszerré (c) (Freeze és Cherry, 1979 nyomán). Kiindulási adatok: $K_x=16K_z$, víztükör $h=100$, a csökimenetnél $h=0$, $z=0$, transzformáció aránya: $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = \sqrt{16}/\sqrt{1} = 4 = Z/z$

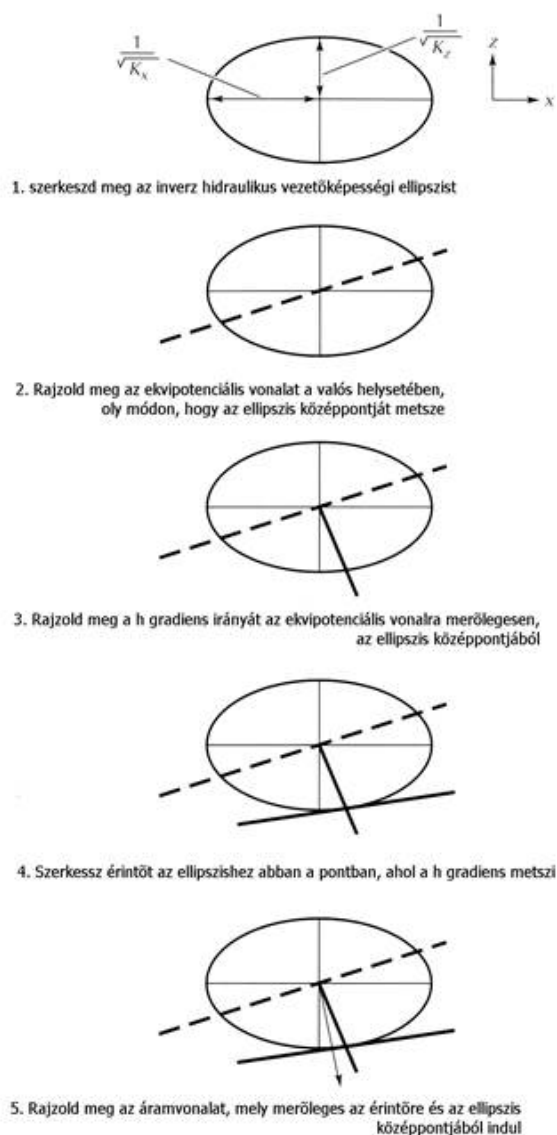
Anizotróp rendszerek esetén az áramlási hozam számításakor ún. ekvivalens hidraulikus vezetőképességgel kell számolni. Bizonyítható, hogy a megfelelő K' ekvivalens hidraulikus vezetőképesség a következő összefüggéssel adható meg:

$$K' = \sqrt{K_x \cdot K_z} \quad (7.19)$$

A hozam számításakor a megfelelő egyenletekben a K helyett a K' értékét kell használni.

7.4.2 Áramlási irány meghatározása

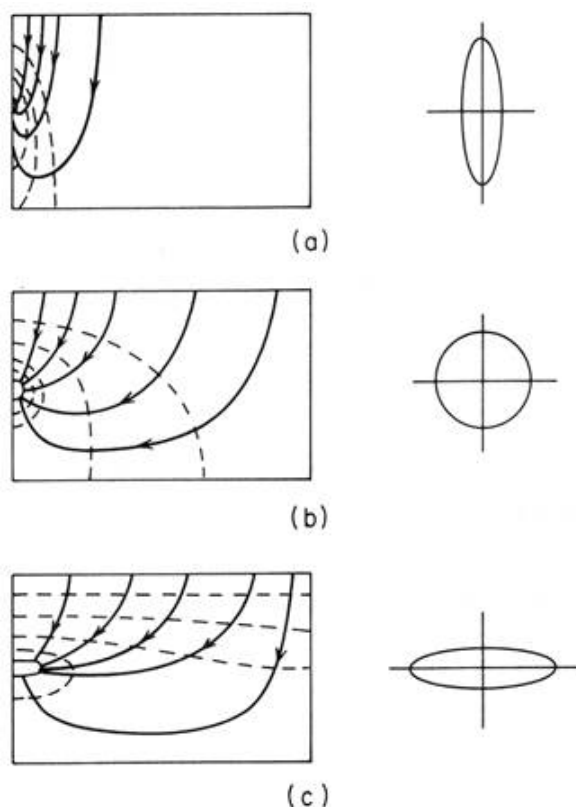
Anizotróp áramtér egy adott pontjában az áramlási irányt az inverz hidraulikus vezetőképességi ellipszis segítségével szerkeszthetjük meg, a következő módon (7.9. ábra). Először is felvesszük az inverz vezetőképességi ellipszist. K_x és K_z azaz az anizotrópia fő irányai ismertek, ezek reciprokai segítségével kiszámíthatjuk az ellipszis kis- és nagytengelyét (7.9. ábra: 1). Majd megszerkesztjük az ekvipotenciális vonalat a valós helyzetében úgy, hogy metssze az ellipszis középpontját (7.9. ábra: 2). Következő lépésben megrajzoljuk a h gradiens irányát az ekvipotenciális vonalra merőlegesen (<7.9. ábra: 3). Végül érintőt szerkesztünk az ellipszishoz abba a pontba, ahol a grad(h) metszi (7.9. ábra: 4) és az érintőre merőlegesen, az ellipszis középpontjából indulva megszerkesztjük az áramvonalat (7.9. ábra: 5).



7.9. ábra: Áramlási irány meghatározása anizotróp közegben (Fetter, 1994 nyomán)

7.4.3 Az anizotrópia hatása az áramképre

Az anizotróp áramképek legfőbb jellegzetessége az ekvipotenciális és áramvonalak merőlegessége fennállásának megszűnése. Mint azt már említettük, az áramlás nem esik egy vonalba a hidraulikus gradienssel (gradh), hanem attól eltérül a kisebb ellenállás (nagyobb hidraulikus vezetőképesség) felé (7.6. ábra). A 7.10. ábra ugyanazt a problémát mutatja, mint a 7.8. ábra különböző anizotrópia arányok mellett. Az (a) esetben $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = 1/4$, azaz $K_x < K_z$ és az áramlás z (vertikális) irányba térül el az izotróp (b) esethez ($\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = 1$) képest. A (c) esetben viszont $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = 4$, azaz $K_x > K_z$ és az áramlás x (horizontális) irányba térül el az izotróp (b) esethez képest.



7.10. ábra: Anizotrópia hatása az áramképre (Freeze és Cherry, 1979). (a) $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = 1/4$; (b) $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = 1$ (izotróp); (c) $\sqrt{K_x}/\sqrt{K_z} = 4$

7.5 Ellenőrző kérdések

1. Kérdés: Mi okoz nehézséget az anizotróp közegben történő áramkép szerkesztés során az izotróp közeghez képest?

Válasz: Homogén, anizotróp közegben az áramkép szerkesztést az nehezíti, hogy a hajtóerő, vagyis a hidraulikus gradiens (gradh) és az áramlás (q) iránya nem esik egy vonalba, vagyis az ekvipotenciálok és az áramvonalak nem merőlegese egymásra.

2. Kérdés: Milyen típusú határfeltételek alkalmazhatók homogén, izotróp közegben?

Válasz: impermeabilis határ (áramlással párhuzamos), ekvipotenciális vagy állandó hidraulikus emelkedési magasságú határ (áramlásra merőleges), talajvíztükör típusú (az áramlással se nem párhuzamos, se nem merőleges)

7.6 A fejezetben felhasznált irodalmak

Fetter, C. W. 1994: Applied Hydrogeology. MacMillan College Publishing Company, Inc., New York, pp. 153-161.

Freeze, R. A., Cherry, J. A. 1979: Groundwater. Prentice-Hall Inc., New Jersey, pp. 168-178.

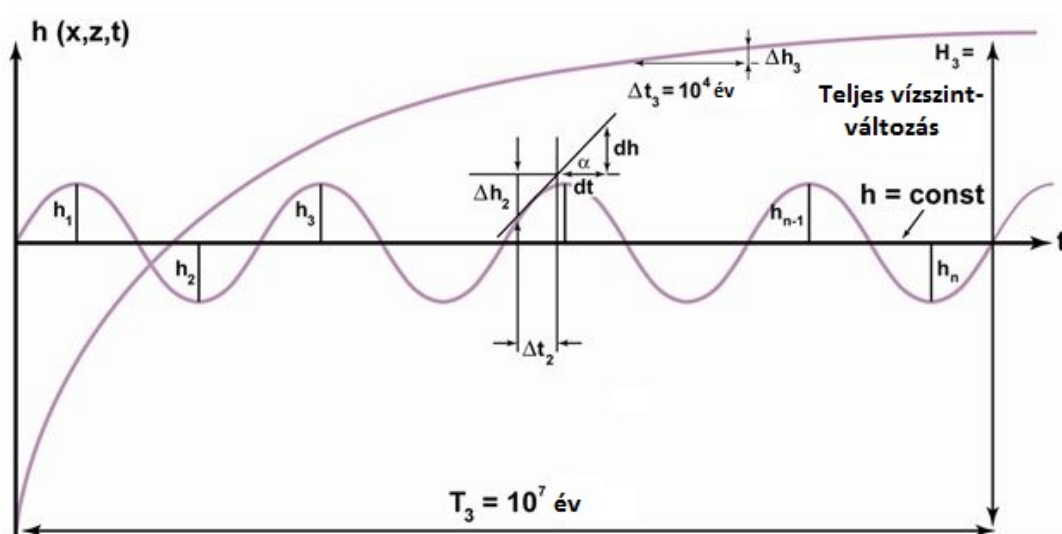
Hubbert, M. K. 1940: The theory of ground-water motion. The Journal of Geology 48:785-944

8. fejezet - A tranziens állapot megnyilvánulásai a felszín alatti vízrendszerben

8.1 A stacioner és a tranziens áramlás kialakulásának feltételei

A 6.1 fejezetben már foglalkoztunk a stacioner és a tranziens állapottal az áramlási egyenletek kapcsán. E fejezetben a tranziens, tehát az időben változó folyamatokkal fogunk megismerkedni. Ennek előkészítéseképpen elsőként definiáljuk, hogy a modern hidrogeológia elvei szerint, mikor beszélhetünk medencemértékben stacioner áramlásról (8.1. ábra). Azaz mikor tekinthetünk el a tranziens folyamatoktól:

- (1) Ha az árammező minden pontjában a fluxus nagysága és az áramlás iránya időben állandó, vagyis a hidraulikus emelkedési magasság konstans.
- (2) Ha az adott hidrogeológiai probléma megengedi, hogy átlagértékekkel számoljunk, akkor a periodikus hidraulikus emelkedési magasság változások ellenére is az áramteret stacionernek tekinthetjük.
- (3) Ha egy meghatározott dt idő alatt bekövetkező hidraulikus emelkedési magasság-változás belefér a vizsgált probléma hibahatárába.



8.1. ábra: A stacioner áramlás fennállásának lehetőségei

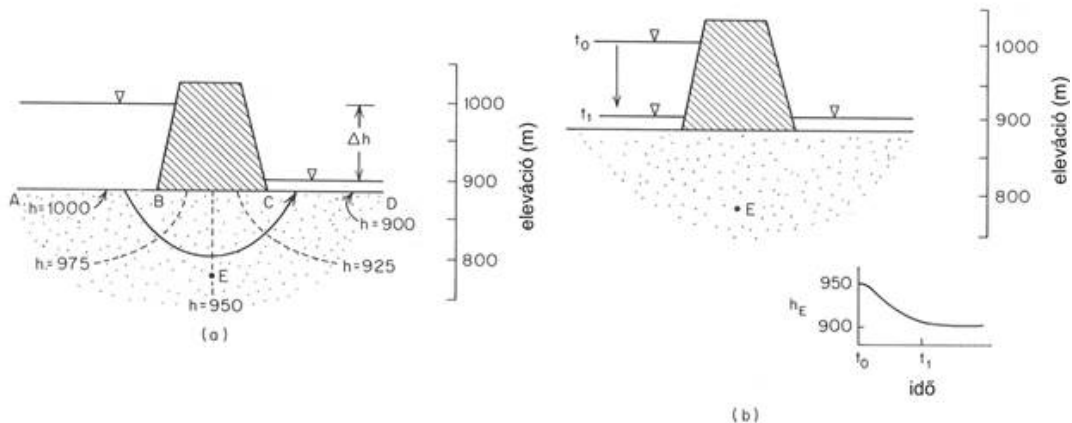
Lássunk néhány példát!

Ez utóbbi helyzetet (3) a legnehezebb megérteni. Elképzelhető, hogy egy áramtér geológiai értelemben tranziens, azaz pl. zajlik egy hegység kiemelkedése. Látjuk, hogy az ábrán szereplő példában $T_3=10^7$ év alatt a teljes vízszintváltozás jelentős, H_3 . Ugyanakkor, amennyiben a problémánk pl. e területen egy veszélyes hulladéklerakóhely telepítése és $\Delta t_3=10^4$ év alatt a vízszintváltozás e geológiai folyamat következtében $\Delta h_3=10^{-2}$ m nagyságrendű, akkor ezt a geológiai értelemben tranziens áramteret, a megoldandó problémánk, a veszélyes hulladék elhelyezési szempontjából, stacionerként kezelhetjük.

A folyók és a felszín alatti vizek közötti kapcsolat többnyire tranzien állapottal jellemezhető. A folyóknál szembetűnőek a vízszintváltozások, melyek gyakran különböző periódusú vízszintváltozásokban nyilvánulnak meg (2). A folyók és a felszín alatti vizek közötti kölcsönhatás révén egymás vízszintjeire is hatással vannak.

A 8.2. ábra a) részén egy gát alatt alluviális üledékben kialakult stacioner áramlást láthatunk, aminek a bal oldalán, az AB vonal mentén, a hidraulikus emelkedési magasság $h_{AB}=1000$ m. Míg a jobb oldalán kialakult vízszint a CD vonal fölött $h_{CD}=900$ m hidraulikus emelkedési magassággal jellemezhető, vagyis a hidraulikus emelkedési magasságok különbsége $\Delta h=100$ m a gát két oldala között. Ha a hidraulikus emelkedési magasság a gát két oldalán időben nem változik, akkor a gát alatti vízáramlás is időben állandó. Ami azt jelenti, hogy a felszín alatt egy tetszőlegesen kiválasztott pontban állandó lesz a hidraulikus emelkedési magasság értéke. (Tekintsük például a gát alatti E pontban jellemző hidraulikus emelkedési magasságot, melynek értéke $h=950$ m). Az áramlás intenzitása az áramtér különböző pontjaiban ugyan változik, de az áramlási rendszer egy adott pontjában, az idő függvényében értéke konstans (Freeze et al., 1979). Ez a stacioner helyzet, azaz, hogy a vízszint konstansnak tekinthető egy adott rövid időtartamra fennálhat (1).

Mint utaltunk rá, a folyóvíz és a gát túloldalán kialakuló vízszint közötti kapcsolat alapvetően tranzien jellegű. Emlékeztetőül, tranzien állapotról akkor beszélünk, ha a hidraulikus emelkedési magasság és így a hidraulikus gradiens is időben változik, ami az árammező egy pontjában a fluxus nagyságának és/vagy irányának időbeli változásában nyilvánul meg. Ezt szemlélteti a 8.2. ábra b) részén a diagram: t_0 időpontban az áramtér még megegyezik a 8.2. ábra a) részén látottakkal. Azonban a folyóban a t_0 időpontban mért $h=1000$ m hidraulikus emelkedési magasság értéke t_1 időpontban lecsökken $h=900$ m-re, amely megegyezik a gát jobb oldalán lévő h értékkel. Ekkor az E pontban a kezdeti $h=950$ m-ről a hidraulikus emelkedési magasság $h=900$ m-re csökken. A diagram azt is tükrözi, hogy az E pontban némi időkésséssel (a t_1 időpont beállta után) éri el a hidraulikus emelkedési magasság a $h=900$ m értéket, azaz a tranzien állapot egy idő után stabilizálódik és stacionerre vált (Freeze et al., 1979).



8.2. ábra: Gáton keresztüli stacioner áramlás és következményei. Szaggatott vonallal jelölve az ekvipotenciál vonalakat, folytonos vonallal az áramvonalakat (a) stacioner áramtér; (b) tranzien áramtér, amely idővel ismét stacioner lesz (Freeze et al., 1979)

8.2 A felszín alatti vízszintváltozások típusai

A tranzien áramlás tehát időbeli vízszintváltozásokat okoz, melyek alapvetően két típusba sorolhatók:

- Ciklikus, periodikus vízszintváltozások: melyekhez mindig tudunk víztartóbeli mechanizmusokat, mint kiváltó okokat rendelni. A periódusok hossza tekintetében további csoportok különíthetők el:
 - Napi ciklusok: például evapotranspiráció, hőmérséklet napszakos változása, légnyomásváltozás, árapályhatás.
 - Évszakos: például csapadék, evapotranspiráció, hőmérséklet évszakos változása, hófelhalmozódás és -olvadás eredménye, talajfagy.
 - Szekuláris ciklusok: például száraz vagy esős évek, évtizedek váltakozása.

- Szabálytalan vízszintváltozások: általában véletlen eseményekre, emberi hatásokra vezethetők vissza.

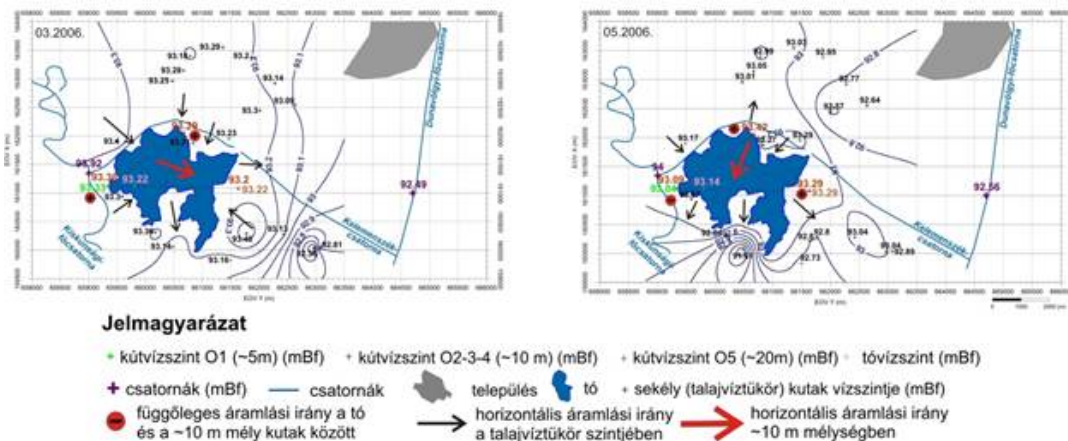
8.3 A vízszintváltozások megjelenítése

A vízszintváltozások megjelenítésére és értelmezése előtt nagyon fontos, hogy csak azon méréseket ábrázoljuk egy térképen, amelyek ugyanabból a vízádból származnak. Ennek eldöntéséhez természetesen ismernünk kell a terület földtani felépítését és a kút kialakítását, szűrőzési mélységét. Amennyiben megfelelő adatok nem állnak rendelkezésre, akkor érdemes az egyes kutak vízszint-idősorát (hidrográfját) összehasonlítani, mivel ugyanarra a víztartóra szűrőzött kutak vízszintingadozásának hasonló lefutásúnak kell lennie. A vízszintváltozások megjelenítésére az alábbi lehetőségeket érdemes alkalmazni:

8.3.1 Talajvízszint- és potenciometrikus kontúrtérképek ($h(x,y,t)$ $t:t_1, t_2$)

Amennyiben kellően sok egyidejű vízszintmérés áll rendelkezésre, akkor a számított hidraulikus emelkedési magasságokat kontúrtérképen ábrázolhatjuk különböző időpontokra. Fedetlen víztartó esetén talajvízszint-térképről, fedett, leszorított víztükrű vízádból esetén potenciometrikus térképről beszélhetünk. Az utóbbi esetben mindig meg kell adnunk azt az elevációközt, melyre szűrőzött kutak mérési pontjaiban (P) ábrázoljuk a hidraulikus emelkedési magasság értékeit P(h).

Tekintsünk egy példát. A a Kelemenszék-tó és környezete két különböző időpontra elkészített talajvízszint-térképét mutatja. Az ábrán folyamatos vonalak jelzik az ekvipotenciálokat a talajvízszintben (ahol $h_{wt}=z_{wt}$), a nyilak pedig a fluxusvektor horizontális komponenseinek irányát mutatják. Az ábrák összehasonlításából leolvashatjuk a tó és a felszín alatti víz kapcsolatának időbeli változását.

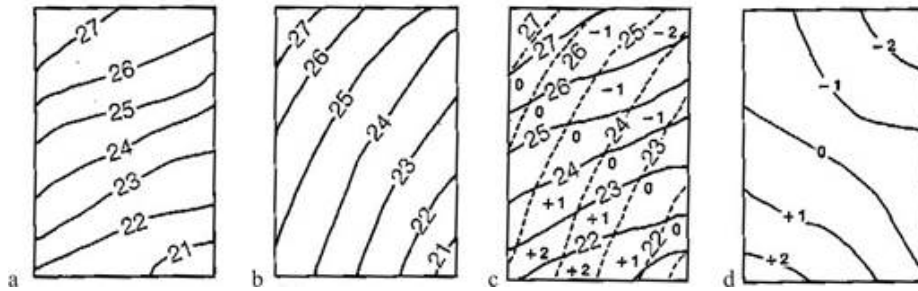


8.3. ábra: A Kelemenszék-tó környezetének talajvízszint-kontúrtérképe 2006 márciusában és májusában (Simon, 2010)

Ha viszonylag kevés adat áll rendelkezésre, és az alacsony adatsűrűség nem teszi lehetővé kontúrtérkép szerkesztését, akkor a felszín alatti vízáramlás irányát és a gradiens mértékét legalább három kútban mért vízszintérték alapján, az ún. „háromszög”-módszer segítségével hozzávetőlegesen megbecsülhetjük.

8.3.2 Vízszintkülönbség-térképek ($\Delta h(x, y, \Delta t)$ $\Delta t: t_1, t_2$)

Vízszintkülönbség térképek szerkesztésekor a vízádból egyes pontjaiban két különböző időpontban mért hidraulikus emelkedési magassági értékeinek különbségét ábrázoljuk. Ezekből a térképekből – a hidraulikus emelkedési magasságok különbségeinek izovonalas ábrázolásából, annak előjeléből, „+” vagy „-” – a víztartóban a két időpont között lejátszódó folyamatokra lehet következtetni. Jól alkalmazhatóak vízmérleg számításoknál: a víztartóban lévő vízmennyiség kiszámításra is. Továbbá vízutánpótlódás és kivétel hatásai is becsülhetők e térképekből (8.4. ábra).



8.4. ábra: a) Talajvízszinttérkép ($t_1 = 1986$), b) talajvízszinttérkép ($t_2 = 1987$), c) egymásra vetített talajvízszinttérképek (a), b)) a különbségek feltűntetésével, d) talajvízszintkülönbség-térkép. A talajvízszintkülönbség-térképen beazonosítható, hogy a vízszintemelkedés a délnyugati zónában, míg a vízszintcsökkenés az északkeleti régióban következett be (Brassington, 1988).

8.3.3 Vízzintmélység térképek $d(x, y, t)$

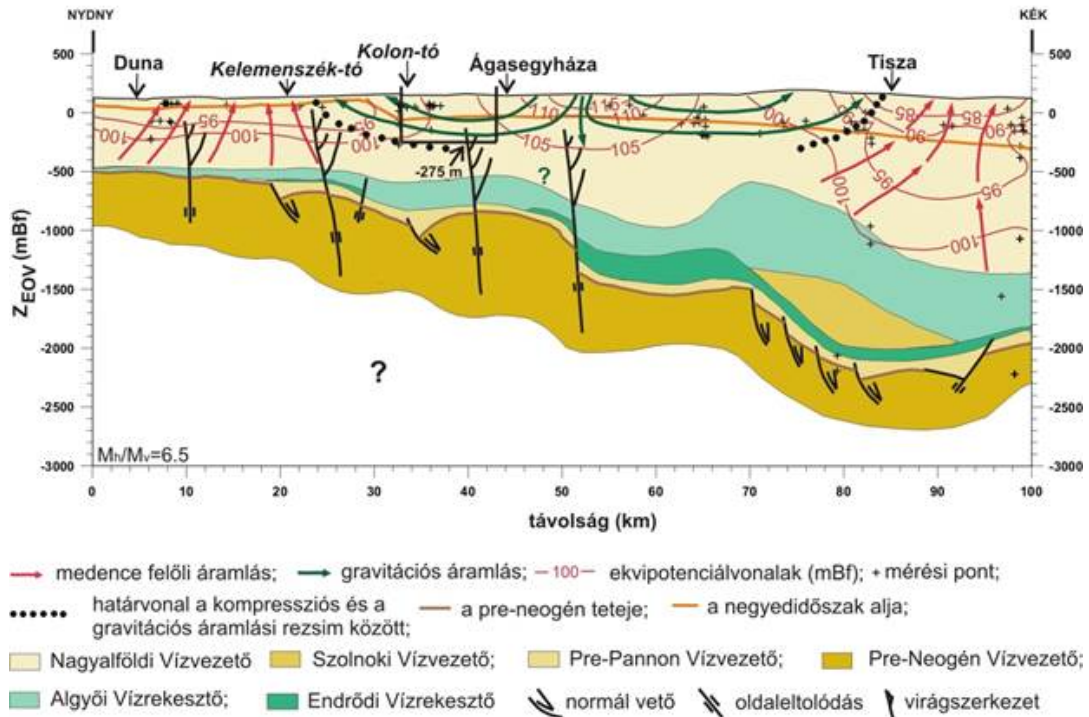
A vízszintmélység térképeket ritkán alkalmazzuk a hidrogeológiában, mivel kevés vízföldtani információt hordoznak magukban. A felszín alatti víz áramlási irányának meghatározására nem alkalmasak, ugyanis a felszínhez képest mutatják a víztükör helyzetét energetikai tartalom nélkül. Annál nagyobb a jelentőségük ezeknek a térképeknek a mezőgazdaságban.

8.3.4 Hidraulikus keresztmetszelvények $h(s, z, t)$

A hidraulikus keresztmetszelvények segítségével az áramkép függőleges vetületét tanulmányozhatjuk. Egy függőleges (s, z) síkkal vágjuk el a vizsgált térrészt, és a hidraulikus emelkedési magasságokat (h) ábrázoljuk a mérési pont $P(s, z)$ helyzete függvényében. A hidraulikus keresztmetszelvények szerkesztésénél is használjuk az áramkép szerkesztésénél a 7. fejezetben tanultakat. Fontos a vertikális és az alsó határfeltételek megfelelő megválasztása. A talajvíztükör helyzete, ill. a felső domborzati határfeltétel is segítségünkre lehet az ekvipotenciálok megszerkesztésében. Ha több időpontra is rendelkezünk hidraulikus emelkedési magasság adatokkal, akkor több különböző időpontra is elkészíthetjük a keresztmetszelvényt.

A Duna-Tisza közére készült hidraulikus keresztmetszelvény (8.5. ábra) háttérét képező hidrosztratigráfiai tagolás regionális léptékben sárgával a vízvezetőket, a zöld árnyalataival a vízfogókat mutatja a Dunától a Tiszáig mélyülő medencealjzatra, a főbb tipizálható szerkezeti jellemzőkkel. Az ekvipotenciálokat folyamatos vonalak jelzik. Ezekre merőlegesen az áramvonalak szelvényirányba eső komponenseit mutatják a nyilak. A zöld nyilak a csapadékból beszivárgó és a térfelszín, azaz a talajvíztükör magasság-különbségei által vezérelt gravitációsan hajtott vízáramlásokat jelzik. A piros nyilak a medencealjzat túlnyomása következtében a felszín felé migráló vírzecskék pályáit mutatják. A kétféle íredetű és kétféle mechanizmus által mozgatott vizek határa megfigyelhető a szelvényvonalba eső és egyébként eltérő jegyeket mutató tó, a Kolon- és Kelemenszék-tó között. A túlnyomásos medencealjzattól felfelé migráló vizek alapvetően nátrium-kloridos jellegűek. A csapadék beszivárgásból származó vizek pedig kalcium-magnézium-hidrogénkarbonátosak. Így a kétféle víz hidraulikai keresztmetszelvényen történő feltérképezése segít az összetett hidrogeokémiai folyamatok értelmezésében is. Ezen túlmenően a felszínen a talajvíztükör szintjében található tavak eltérő jellege is (a Kelemenszék egy szikes tó, a Kolon-tó édesvízi) megmagyarázható a hidraulikai keresztmetszelvény és a hidrogeokémiai jellegek különbözősége alapján.

A hidraulikus keresztmetszelvények az ekvipotenciálok eloszlásának bemutatása révén alkalmasak a hajtóerő tér (folyadékpotenciál tér) térképezésére. Ez azért nagyjelentőségű, mert az összes többi, kutakban mérhető adat: hőmérsékleti, vízkémiai, környezeti izotóp) a hajtóerőtér ismeretében értelmezhető. Önmagukban ezek az adatok nem alkalmasak az áramtér rekonstruálására, csak kiegészítő információként használhatók.

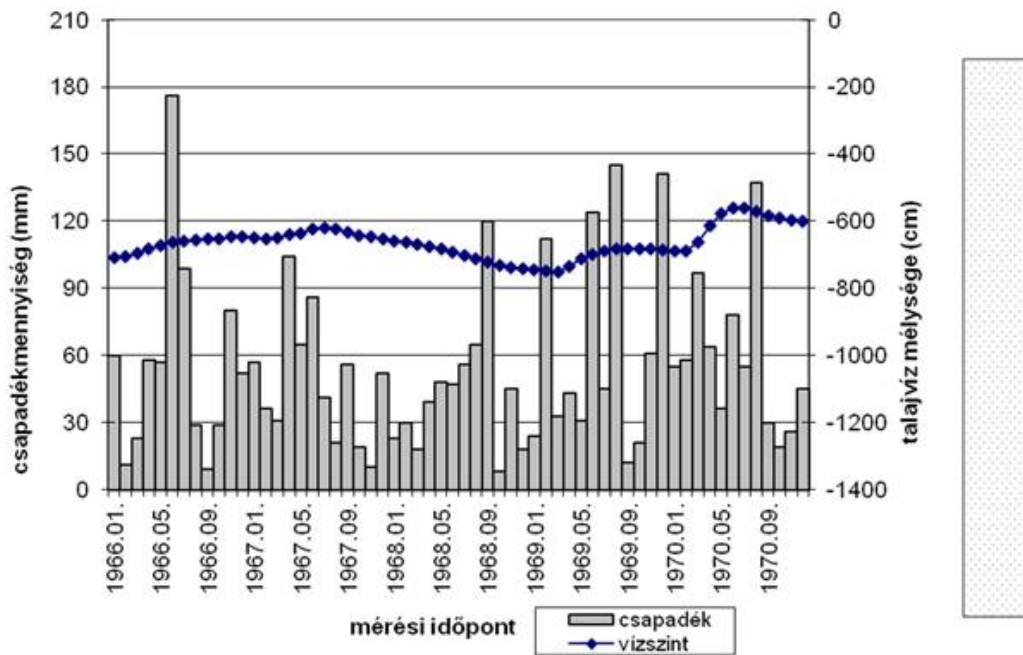


8.5. ábra: Egy Duna-Tisza közti hidraulikus kersztszelvény (Mádlné Szőnyi és Tóth, 2009)

8.3.5 Hidrográfok vagy kútidősorok $h(t)$; $d(t)$

Ha a megfigyelő kutakban rendszeresen, ill. szabályos időközökkel mérjük a vízszintadatokat, ill. van egy digitális vízszintrögzítő rendszerünk, amely megteszi ezt helyettünk, akkor a mért vízmélységet (d) vagy az átszámított hidraulikus emelkedési magasságot (h) az idő függvényében kútidősorként vagy más néven hidrográfként ábrázolhatjuk. Ezek szintén fontos szerepet játszanak a vízszintek/hidraulikus emelkedési magasságok időbeli változásának vizsgálatában.

Amennyiben a vízszint idősor mellett az adott területre vonatkozó csapadékadatokot is feltüntetjük, akkor azon felül, hogy megfigyelhetjük és értékelhetjük a nyugalmi vízszintek időbeli változékonyságát, a csapadékmennyiség felszín alatti vízre gyakorolt hatását is vizsgálni tudjuk ezen idősorokon keresztül. A 8.6. ábra egy a Duna-Tisza között elhelyezkedő talajvízkút öt éves idősorát mutatja. A mérések havi rendszerességgel történtek. E mellett a diagramon feltüntetettük a közeli meteorológiai állomás havi csapadékadatait is. Látszik, hogy az talajvíz mélységének ingadozása nem követ éves periodicitást, és viszonylag mélyen, mintegy 6 m-es mélységben helyezkedik el a homok összetételű víztartóban. A csapadékesemények közvetlenül nem eredményeznek a kútban mérhető vízszintemelkedést.

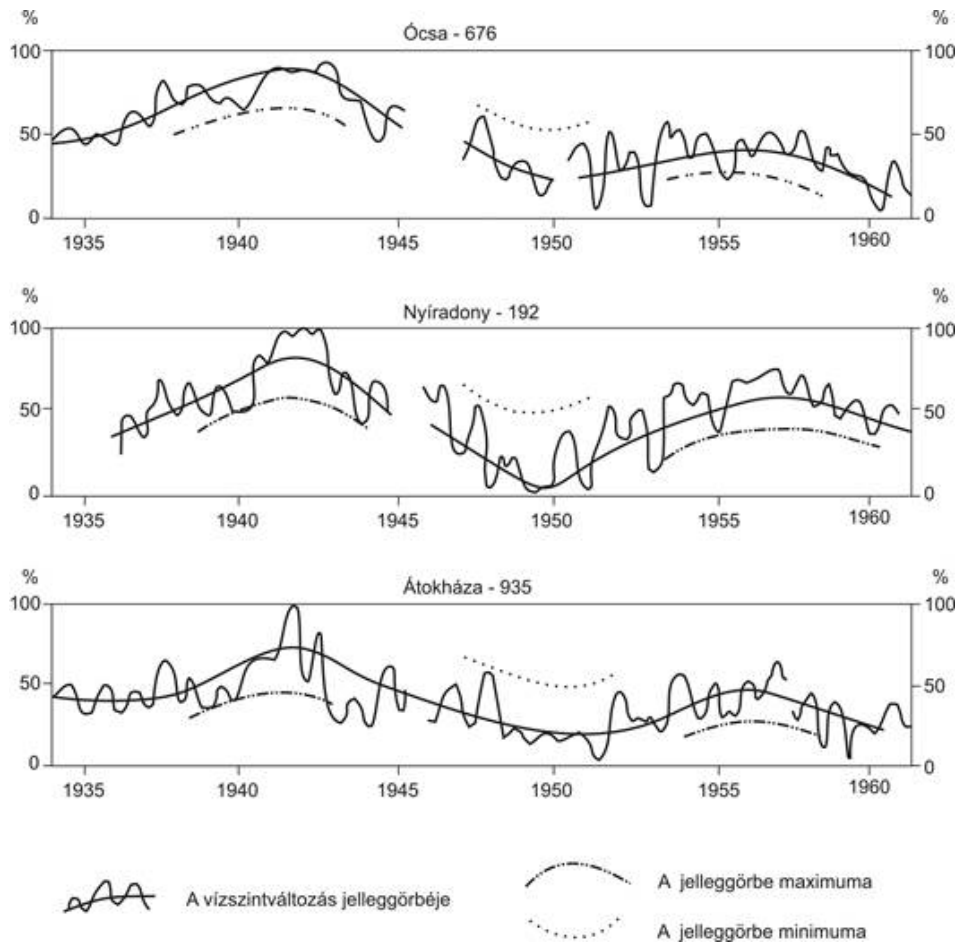


8.6. ábra: Éves talajvíz mélység ingadozás $d(t)$ (Borota talajvízkút-003617) és a bajai meteorológiai állomás havi csapadékadatainak összesített diagramja (1966-1970) a rétegsorral

A hidrográfok alapvetően az idősorok hosszúsága és amplitúdója szerint csoportosíthatók. Ennek megfelelően három csoportjuk különíthető el:

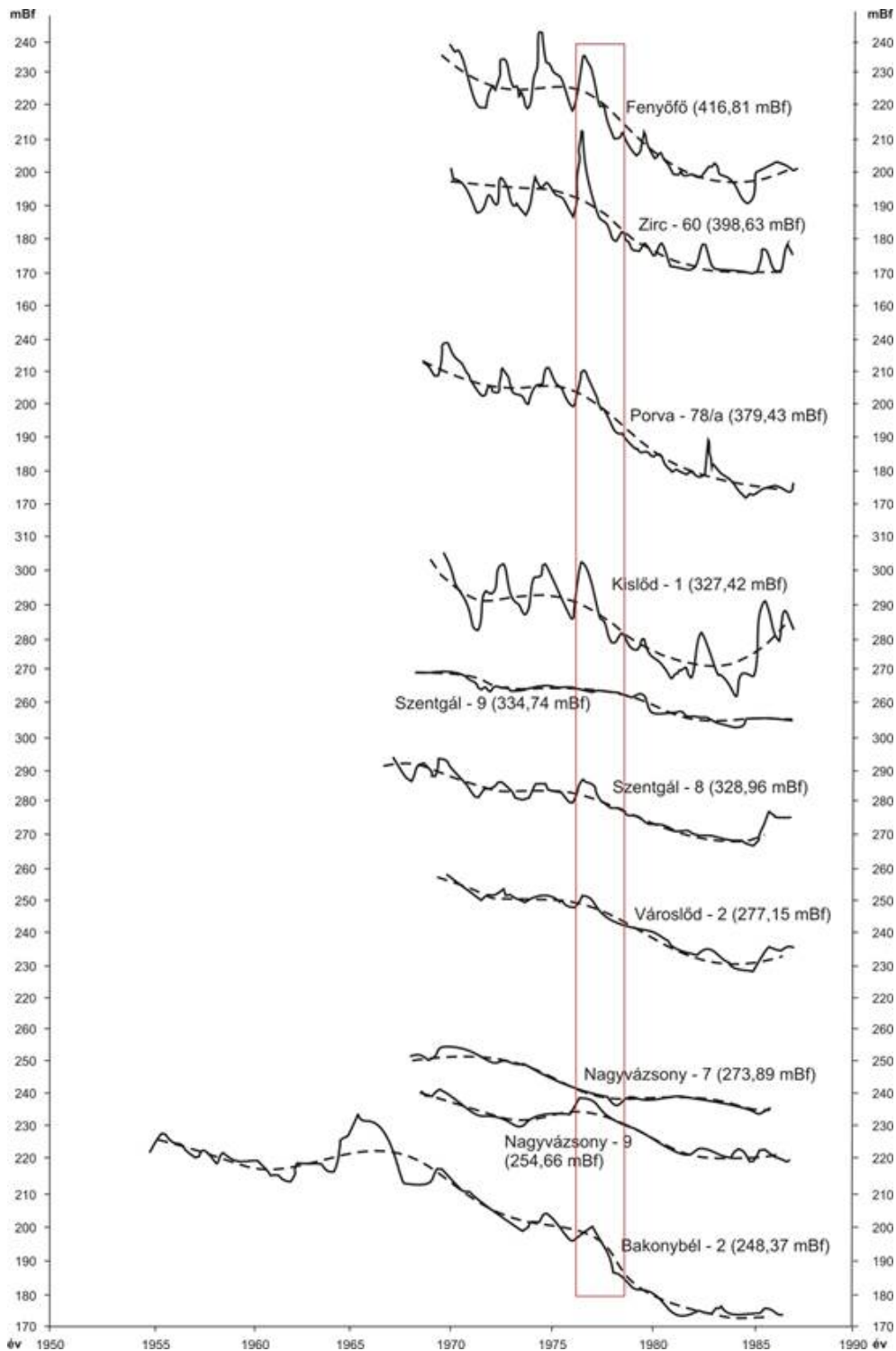
(1) A hosszú idősorok elsősorban hidraulikailag egységes regionális víztartóban előforduló tározott vízmennyiség változások követésére alkalmasak. A hosszú idősorok esetében több éves/évtizedes (szekuláris) vízszíningadozásokat tudunk megfigyelni. A 8.7. ábra alföldi talajvízkutak havi idősorait és az azokból levezetett vízjárási jelleggörbéit mutatja, amelyek mintegy 14-17 éves periodicitást mutatnak, amely az azonos klimatikus hatás miatt érvényesül (Rónai, 1961 in Mádlné Szőnyi, 1994).

(2) A kis amplitúdójú változásokat rövid idősorokban többnyire mechanikai hatások idézik elő, a kompresszibilitás és tározóképesség révén érvényesülő rugalmas folyamatok következtében. Az árapályhatás is ide tartozik, amely témakörrel, jelentőségénél fogva, külön fejezetben foglalkozunk. Itt napi két-két maximális és minimális vízszint a jellemző.



8.7. ábra: Alföldi talajvízkutak vízjárási és jelleggörbéi. A vízszintek az idősorok legnagyobb (100%) és legkisebb (0%) értékei függvényében vannak ábrázolva. Az ábra mutatja az éves vízfluktuáció „kisimitásával” nyert úgynevezett vízjárási jelleggörbéket is. (Rónai, 1961 nyomán in Mádlné Szőnyi, 1994)

(3) A jelentős, trendszerű változásokat melyek hosszabb idősorokban is megfigyelhetők, gyakran emberi hatások okozzák. A 8.8. ábra a Dunántúli főkarsztvíztároló rendszert feltáró kutakból származó idősorokat mutatja. Az 1950-1990-es időszakban a bányavíz-kivételek miatt gyakorlatilag minden kútban trendszerű vízszintcsökkenés volt megfigyelhető. Ugyanakkor, egy rövid szakaszt kiragadva valamennyi idősorból látszik, hogy a trendszerű hatás mellett a rövid, a csapadék éves eloszlásának hatását mutató vízszintváltozás is jelentkezik (Mádlné Szőnyi, 1994).



8.8. ábra: A Dunántúli főkarszvíztárolóra szűrőzött megfigyelő kutak trendszerű változást mutató vízjárási görbéi, kiemelve a rövid idő alatt bekövetkező nagy amplitúdójú, a csapadék hatását tükröző vízszintingadozásokat (Mádlné Szőnyi, 1994).

8.4 A felszín alatti vízszint-változások okai

Felszín alatti vízszint-változást számos hidrogeológiai mechanizmus eredményezhet, amelyek egy része természetes, más része pedig az ember által előidézett. A vízszintváltozások mérése potenciométerekben és megfigyelő kutakban számos felszín alatti vízzel kapcsolatos kutatásnak fontos tényezője. Mivel sok folyamat okoz változást a felszín

alatti vízszintekben, ráadásul sokszor egyszerre több folyamat hatása is összeadódik, ezért fontos, hogy tisztában legyünk az egyes mechanizmusok által előidézett változásokkal és azok nagyságrendjével, hogy az értelmezés során ezeket kiszűrhessek. Ahhoz, hogy ezeket helyesen értelmezzük, meg kell értsük a vízszintváltozásokat előidéző különböző folyamatokat. A 8.9. ábra összefoglalja a kiváltó mechanizmusokat, és csoportosítja aszerint, hogy milyen víztartó típusra jellemzőek (fedetlen, fedett); természetes vagy ember által eredményezett, továbbá osztályozza azokat időtartamuk alapján. Így beszélhetünk rövid, napi, évszakos és hosszú idejű fluktuációkról. A táblázat azt is mutatja, hogy az egyes kiváltó mechanizmusok kapcsolatban vannak-e klimatikus hatásokkal (Freeze et al., 1979).

A felszín alatti víz fluktuációját előidéző mechanizmusok		Fedetlen	Fedett	Természetes	Mesterséges	Rövid	Napi	Évszakos	Hosszú idejű	Klimatikus hatás
Változások a tározott vízkészletben	Felszín alatti víz utánpótlódás (beszivárgás)	✓	✓	✓				✓	✓	✓
	Evapotranspiráció, növények vízfogyasztása	✓		✓			✓			✓
	Parti tározás hatása vízfolyásoknál	✓		✓				✓		✓
	Felszín alatti víz kivétele	✓	✓		✓				✓	
	Visszasajtolás mély helyzetű víztartóba		✓		✓				✓	
	Mesterséges vízbejuttatás (pl. tavakból)	✓			✓				✓	
	Mezőgazdasági öntözés és lecsapolás	✓			✓				✓	✓
	Geotechnikai víztelenítés (pl. bányák, alagutak)	✓			✓				✓	
Atmoszferikus nyomás megváltozása	Levegőpárna csapdázódása a beszivárgás során	✓		✓		✓				✓
	Atmoszferikus nyomás hatása (barometrikus hatások)		✓	✓						✓
Víztartók mechanikai deformációja	Árapályhatás tengereknél vagy óceánoknál		✓	✓	✓		✓			
Zavarok a kutakban	Fedett víztartó külső terhelése			✓		✓				
	Földrengések			✓	✓	✓				

8.9. ábra: A vízszintváltozásokat előidéző folyamatok összefoglalása (Freeze, 1979 után módosítva)

A nyitott víztartókra hatást gyakorló mechanizmusok a talajvíztükör szintjének változásában jelentkeznek, amelyet sekély megfigyelő kutakban észlelhetünk; a fedett víztartók esetében pedig a megfelelő rétegre szűrőzött potenciométer nyugalmi vízszint változásában követhetjük nyomon.

Az eddigi fejezetekben is foglalkoztunk olyan mechanizmusokkal, amelyek felszín alatti vízszint-változásokat előidézhetnek. Alapvetően négy folyamatra lehet visszavezetni a vízszintfluktuációt, melyeket a következőkben fogunk tárgyalni.

- Változások a tározott vízkészletben
- Az atmoszferikus nyomás megváltozása
- Víztartók deformációja
- Zavarok a kutakban

A 8.9. ábra első oszlopa mutatja, hogy a felszín alatti vízszint-változást előidéző négy fő folyamat közül melyikhez tartozik egy-egy adott mechanizmus. Az atmoszferikus nyomás megváltozásáról és a víztartók deformációjáról a következő, 9. fejezetben lesz szó.

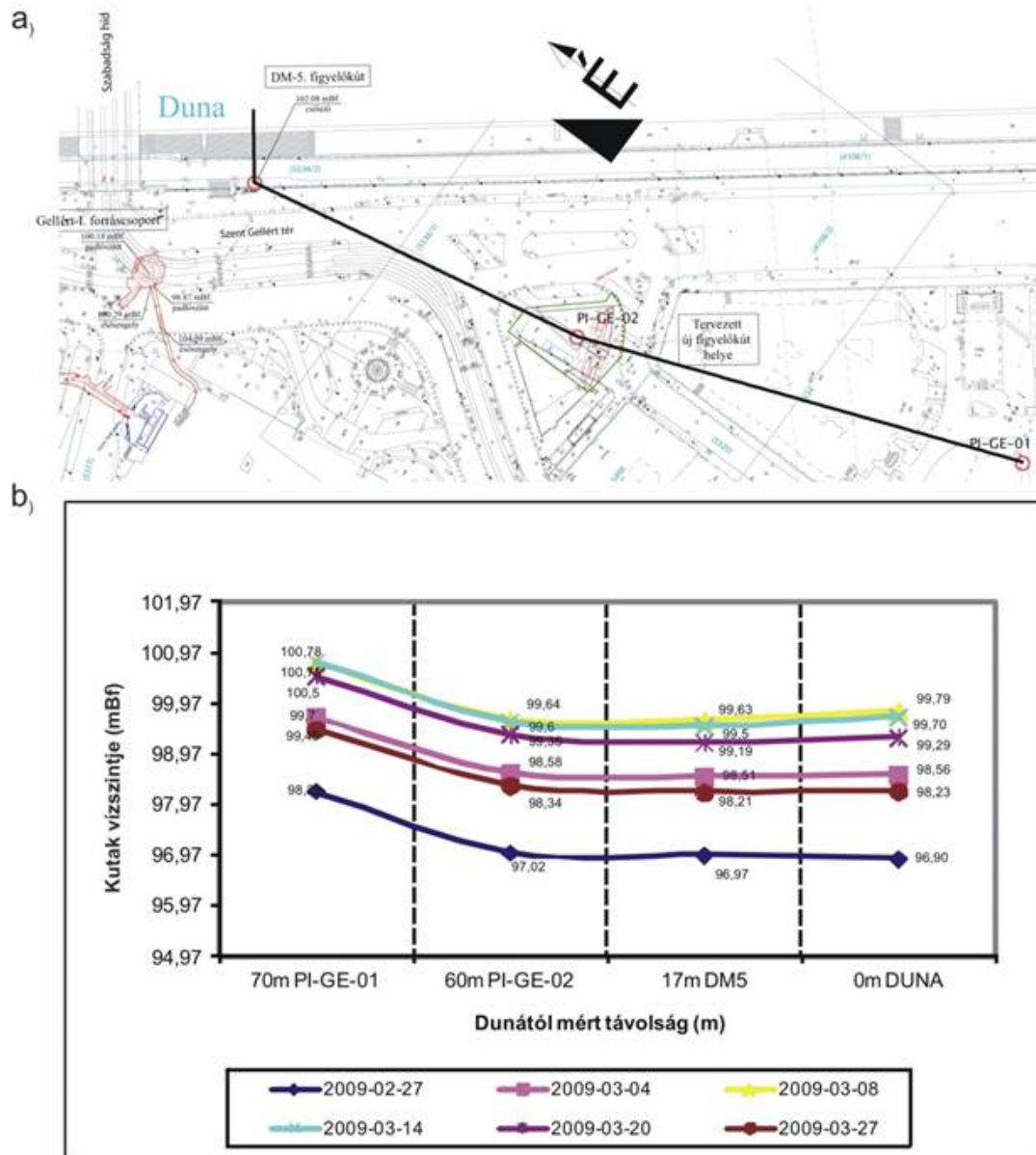
8.4.1 Változások a tározott vízkészletben

A tározott vízkészletben bekövetkező változások részben természetesek, részben pedig emberi tevékenységhez, például nagy mennyiségű vízkivételhez kapcsolódnak. Ezekkel részletesen a következő fejezetekben foglalkozunk.

8.4.1.1 Parti tározás hatása

Már a 2. fejezetben is utaltunk a folyók és a felszín alatti vizek közötti hidraulikai kapcsolatokra és azok lehetséges irányaira (2.5 és 2.11 ábra). A felszín alatti vizek a folyókat táplálják, ha szintjük tartósan a folyó vízszintje fölött található. A folyó és a felszín alatti víz szintjének viszonyától függően beszélhetünk normális hidraulikai helyzetről, amely esetén a felszín alatti víz táplálja a folyót. A táplálás mértéke a vízszint gradienstől függ, az átáramló víz fluxusát befolyásolja a határoló kőzetek permeabilitása is. Ugyanakkor árvíz esetén a hidraulikai helyzet megfordulhat, ha a folyó relatíve magasabb vízállásúvá válik a felszín alatti víz szintjéhez képest. Így a folyó táplál rá a felszín alatti vizre, ilyenkor a folyóvíz átmenetileg akár parti tározásba is kerülhet. A folyó áradása által előidézett vízszintemelkedés kiválóan vizsgálható a folyótól való távolság függvényében.

Somogyi (2009) a Duna 2009-es kora tavaszi árhulláma során vizsgálta meg a folyó környezetében különböző távolságokra telepített kutakban (DM5; PI-GE02; PI-GE-01) a vízszinteket a budai oldalon. A talajvízkutak esetében az észlelt vízszintek, valamint a Duna vízállása közti kapcsolat mind a három kút esetében nagyon szorosnak bizonyult (8.10. ábra). Érdekes a különböző kutakban mérhető vízszintek egymáshoz és a Dunához való viszonya normál (azaz áradás előtti) és áradási időszakban. Az árhullámot megelőző időszakban (2009. II.27-i mérések, 8.10. ábra) a felszín alatti vizek a vártak megfelelően a Duna, mint erózióbázis felé áramlanak, azaz a legmagasabb vízszintet a legtávolabbi (Dunától 70 m-re lévő) PI-GE-01 kútban mérték. Megjegyzendő, hogy az áradás ellenére a kút vízszintje a Dunához képest folyamatosan magasabban maradt. Elmondhatjuk, tehát, hogy az áradás előtti időszakban a folyó egyértelműen megcsapolta a felszín alatti vizet. A Dunához közelebbi PI-GE02 (60 m távolság) és DM5 (17m távolság) kutak azonban már másként viselkedtek. A PI-GE02 vízszintje a 03.08 és 03.14 áradási állapotot rögzítő mérések alkalmával a Duna vízszintje alá került, ami arra utal, hogy ezekben az időszakokban a Duna vízének tápláló hatása 60 m távolságig is érvényesül a felszín alatti vizekre. Alacsonyabb Duna vízszintek esetén ez a hatás nemjelentkezik. A Duna közvetlen közelében (17m távolság) található DM5-ben gyakorlatilag a teljes áradási időszakban alacsonyabb a vízszint, mint a Duna vízszintje. A folyó és környezete közötti intenzív hidraulikai kapcsolat a jó vízvezető képességű alluviális eredetű kavicsos rétegekkel magyarázható és a kiértékelt adatok egyértelműen bizonyítják, hogy a Duna vize parti tározásba került.



8.10. ábra: Szelvénymenti vízszintváltozás a Duna 2009-es kora tavaszi árhulláma során; a) A szelvény elhelyezkedése a kutak feltüntetésével b) A kutakban észlelt vízszintváltozás különböző időpontokban (kék: árvíz előtti helyzet) (Somogyi, 2009)

8.4.1.2 Felszín alatti víz kivétele

A szivattyúzás hatására bekövetkező trendszerű vízszintváltozások is markánsan megjelennek a hidrográfokon. Erre kiváló példa a Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójában a bányák víztelenítése miatt bekövetkezett több 10 m-es vízszintcsökkenés, a területen található megfigyelő kutak idősorában (8.8. ábra).

8.4.1.3 Felszín alatti víz utánpótlódása, beszivárgás

A beszivárgás víztározókra gyakorolt hosszútávú hatásai a több évtizedes idősorokon tanulmányozhatók (Mádlné Szőnyi, 1994). Kimutatást nyert, hogy a kutakban mért hosszú periódusú vízszintingadozás szorosan összefügg a tározók méretével. A korlátozott kiterjedésű, lokális víztartók, például függő talaj- és sekély karsztvíztárolók önálló utánpótlódásuk és megcsapolódásuk miatt a helyi beszivárgási viszonyokra érzékenyek, ezáltal hosszú periódusú ingadozást sem mutatnak. Ezt példázza a dunántúli-középhegységi főkarsztvíztárolótól elkülönült alsó kréta mészkőbe mélyült Olaszfalu 9-es kút esete. A lokális karsztvíztárolókra jellemzően a kútban a vízszintek évről

évre az alapvízszintre térnek vissza. Az éves átlagvízszinteket egyértelműen meghatározzák az éves csapadék- és beszivárgásmennyiségek. Nagyperiódusú ciklicitás itt nem észlelhető.

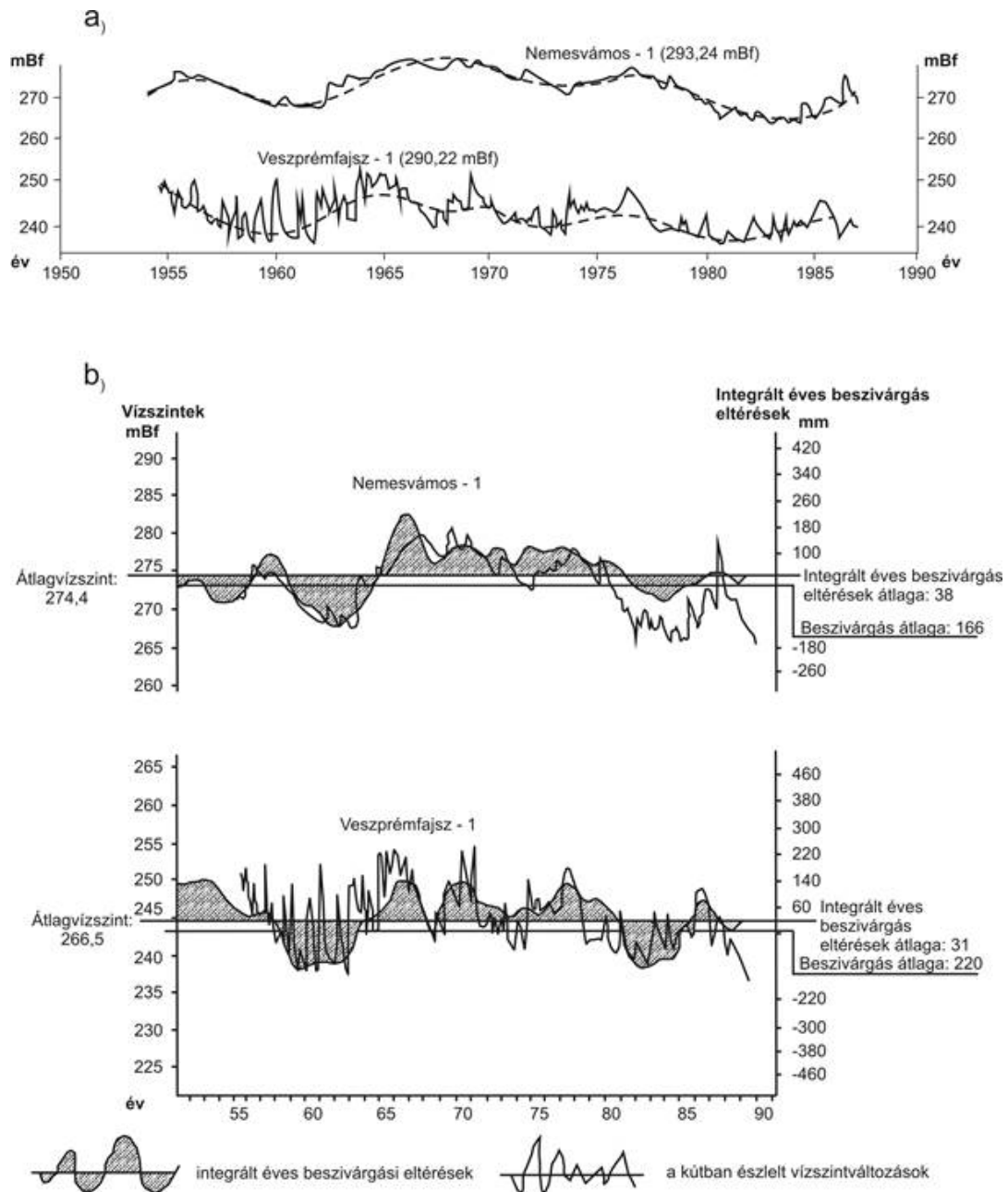
Az elméleti megfontolások szerint a vízszintingadozások periodicitása az éghajlati perturbációk következménye, amelynek a beszivárgás a közvetlen közvetítője a regionális víztároló rendszerekben. Ebből következően a hidraulikailag egységes regionális víztároló rendszerekben (például az alföldi medenceüledékek, főkarsztvíztároló, egyéb mély karsztrendszerek) a vízszintek több éves csökkenését vagy emelkedését az évről évre az átlag beszivárgást meghaladó (vízszintnövekedés) ill. azt el nem érő (vízszintcsökkenés) beszivárgás értékek idézhetik elő (Mádlné Szőnyi, 1994). A tápterülettel kapcsolatos mélyebb víztartókban ez a hatás mélységtől függetlenül a a hidraulikus diffuzivitás, azaz nyomáshullám-terjedés révén érvényesül.

Regionális víztartókban, így a főkarsztvíztárolóban az erózióbázistól, a természetes és a koncentrált megcsapolódási területektől távol a sokéves átlagos beszivárgás tartja fenn a sokéves átlagvízszintet. A vízszintek több éven át jelentkező tartós apadását és emelkedését az átlagosnál kisebb beszivárgású évek „beszivárgási hiányainak” egymásra halmozódása, illetve az átlagon felüli beszivárgású időszakok „beszivárgási többletének” összeadódása idézheti elő.

Több évtizedes észlelési adatsor alapján az éves beszivárgás sokéves átlagtól való eltérését évről-évre integrálva, az integrált éves beszivárgási eltérések sokéves átlagbeszivárgástól való eltérései jó közelítéssel leírják a karsztvízszintek sokéves átlagos vízszinttől való eltérését (Mádlné Szőnyi, 1994).

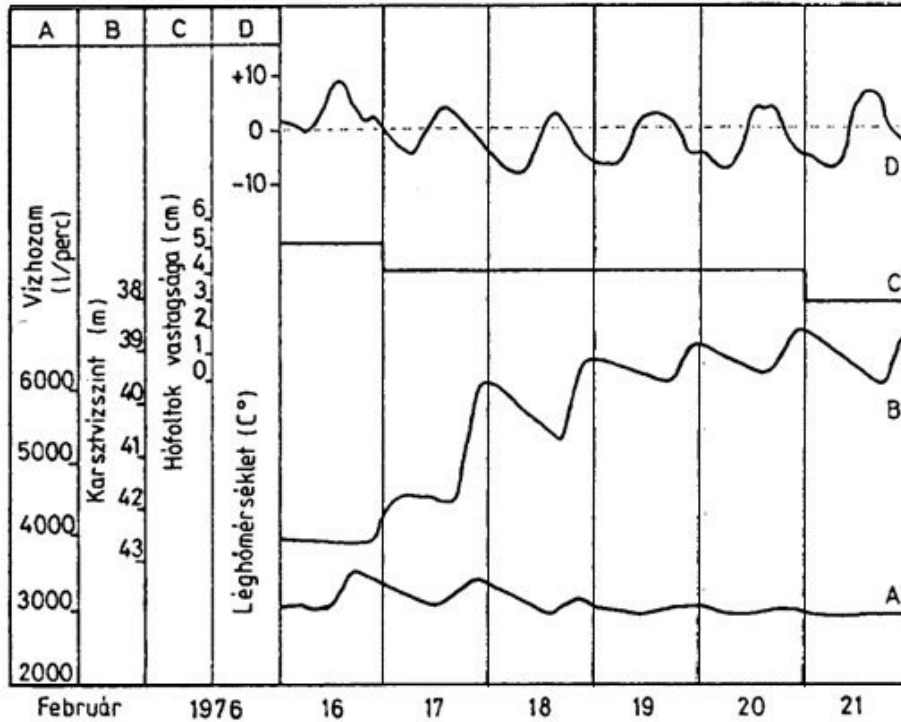
A 8.11. ábra a) része a Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójában, azon belül is a Bakonyban mélyített, és a víztermelés hatása alól mentes kutak vízjárás görbéit, és az ezek „kisimitásával” nyert jelleggörbéit mutatja. A 8.11. ábra b) része a földolomitra szűrözött Nemesvamos-1 és a középső-triász mészkőbe mélyült Veszprémfajs-1 kútra mutatja a vízszintváltozások és az úgynevezett integrált éves beszivárgás eltérések kapcsolatát, amelyek jó közelítéssel leírják a karsztvízszintek sokéves átlagos vízszinttől való eltérését. Az integrált éves beszivárgási eltérést úgy kapjuk meg, hogy az éves beszivárgás sokéves átlagtól való eltéréseit évről-évre összegezzük.

A Nemesvamos-1 kút esetében 1979-ig szoros az összefüggés a vízszintek és az integrált éves beszivárgás eltérések között, a 80-as évektől a bányavíztermelésekkel összefüggésbe hozható mesterséges hatások is befolyásolják. A Veszprémfajs-1 kút esetén a két görbe a teljes vizsgált periódusban együtt mozog, vagyis zavartalan vízjárásúnak minősíthető.



8.11. ábra: (a) A Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójában, azon belül is a Bakonyban mélyített, és a víztermelés hatása alól mentes kutak (Nemesvámos- 1 és Veszprémfajsz-1) vízjárás görbéi, és az ezek „kisimításával” nyert jelleggörbék; (b) Ugyanezen kutak a vízszintváltozásainak és az úgynevezett integrált éves beszivárgás eltérések kapcsolata (Mádlné Szőnyi, 1994)

A felszín alatti vízutánpótlásnak napi periodicitása is van. A tavaszi hóolvadáskor a hófoltok kialakulásának időszakában számos esetben 24 órás periódusú vízszintváltozásokat figyelhetünk meg. Ez a jelenség a magas légnyomású napokon következik be, amikor a dél körüli olvadás hatására kialakuló beszivárgási folyamat az éjszakai fagy következtében éjszakaról-éjszakára, azaz naponta megszűnik. Ezt mutatja az Aggteleki-karszton fakadó Nagy-Tohonya forrás példája (8.12. ábra). A napi hőmérséklet- és besugárzásváltozás periodikus hóolvadást és beszivárgást, illetve periodikus ingadozást okoz a Nagy-Tohonya-forrás vízhozamidősorában, és egyidejűleg a forrás közelében található Szelce-völgyben létesített karsztvízszint észlelő kút vízszintjében is (Maucha, 1997).

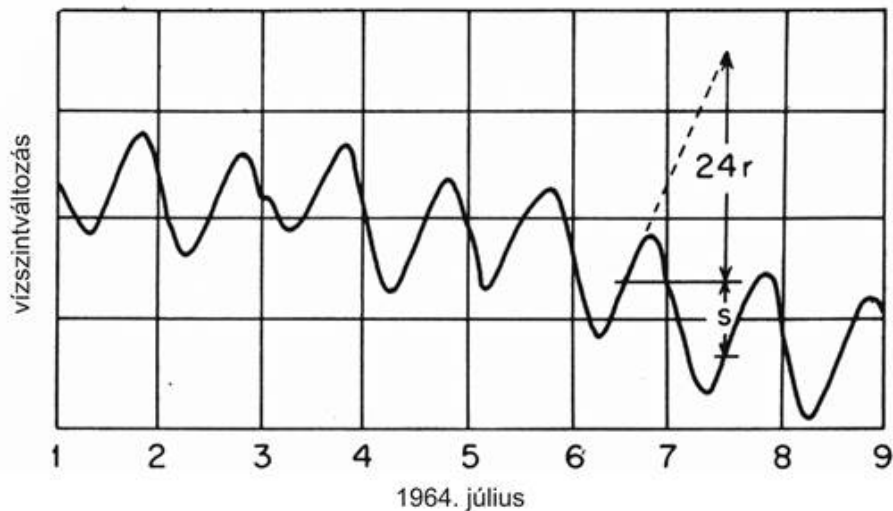


8.12. ábra: A naponkénti léghőmérséklet- és besugárzás változás periodikus hóolvadást, beszivárgást, karsztvízszint- és vízhozam ingadozást okozó hatása a Nagy-Tohonya-forrásnál. A = Nagy-Tohonya-forrás vízhozam időszora (l/perc), B = A Jósvafői 1. számú karsztvízszint észlelő fúrás Szelce-völgyben regisztrált vízszint időszora (méter a csóperem alatt), C = Hófoltok vastagságának csökkenése (cm) a kutatóállomáson, D = A léghőmérséklet időszora (°C) a kutatóállomáson (Maucha, 1997)

8.4.1.4 A vízkedvelő növények evapotranspirációja és a vízszintváltozás

A phreatophita (vízkedvelő) vegetáció evapotranspiráció mértékének változása napi ciklicitást okozhat a vízszintekben kiáramlási rezsimjellegű területeken. E mechanizmusok csak nyitott víztartókra értelmezhetők (Freeze et al., 1979).

Meyboom 1967-ben ismerte fel, hogy megcsapolódási területeken, ahol a fluxus (q) felfelé irányul, a sekély megfigyelő kutakban végzett vízmélység-regisztráció segítségével kiszámíthatjuk az evapotranspirációt. A 8.13. ábra mutatja a vízkedvelő vegetáció által előidézett vízszintfluktuációt, ami abból fakad, hogy nappal, amikor a növény párologtat, vizet fogyaszt, ekkor nő a kútban mért vízmélység. Éjjel, amikor a növény légzőnyílásai zárva vannak, visszatöltődés zajlik, ekkor a kútban vízszint emelkedést, azaz kisebb vízmélységet fogunk tapasztalni (Meyboom, 1967).



8.13. ábra: Evapotranspiráció számítása a vízkedvelő növényzet által előidézett felszín alatti vízszint ingadozásból számítva, megcsapolódási területen (Meyboom, 1967, in Freeze et al., 1979)

Az következő képlet segítségével (White 1932), a mért vízszintingadozásból a növény evapotranspirációja számítható:

$$ET = S_y(24r \pm s) \quad (8.1)$$

ahol

ET: napi evapotranspiráció (m/nap)

S_y : a talaj fajlagos hozama (térfogatszázalék)

r: a felszín alatti víz hozzáfolyása (megcsapolódásból adódó többlet) (m/óra)

s: a nettó felszín alatti vízszint emelkedés vagy csökkenés 24 óra alatt (m)

Az r és a s értékei a vízjárás görbéről (12. ábra) grafikusán levezethetőek, a fajlagos hozam pedig laboratóriumban meghatározható. Így képlet segítségével tudunk napi evapotranspirációt számolni.

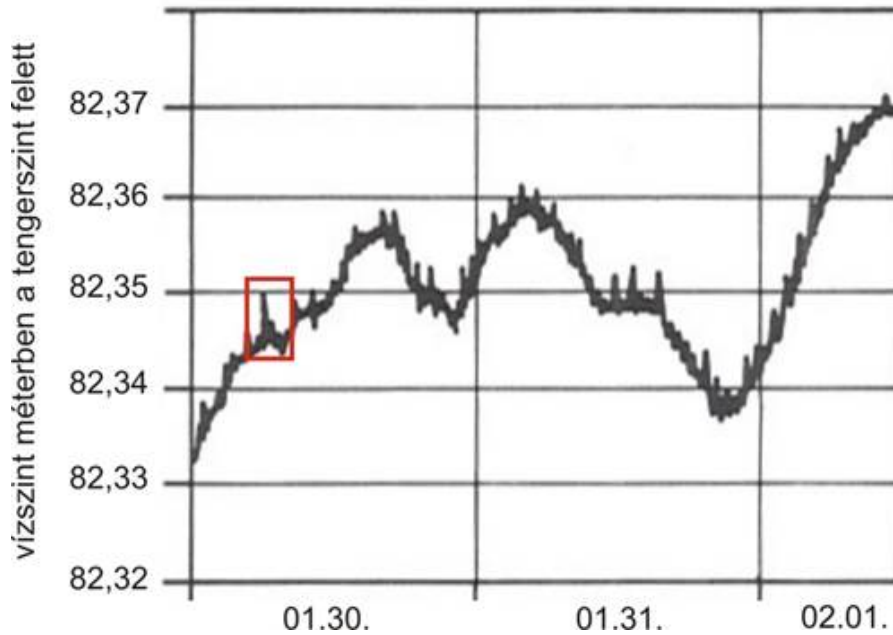
8.4.2 Zavarok a kutakban

Régóta ismert jelenség (Jacob, 1939; Parker et al., 1950), hogy vonat elhaladása, robbantások, építkezések során zajló anyagmozgatás és a földrengések rövid idejű oszcillációt okoznak fedett víztartókra szűrőzött kutak vízszintidősaiban.

8.4.2.1 Külső terhelés hatása

A fedett víztartókban – az elasztikus tulajdonságok miatt – a külső terhelés megváltozásának hatására pórusnyomás-változás történik, amely a potenciometrikus szint fluktuációjában nyilvánul meg.

Ezt szemlélteti egy vasútállomás közelében létesített kútban automatikus vízszintleolvasó által rögzített vízszintekből rajzolt hidrográf (8.14. ábra). Ahogy a vonat közeledik a megfigyelő kúthoz, a megnövekedett terhelés következtében a teljes stressz (σ_t) értéke megnő, ami pórusnyomás-változást (Δp_w) indukál. Mindez a potenciometrikus szint megnövekedését vonja maga után. A vasúti szerelvény elhaladtával a vízszint a leesek a normál szint alá, majd visszaáll az eredeti, zavartalan állapotba. A nagyobb tömegű tehervonat nagyobb kilengést okoz a görbén. A vízszintváltozás pillanatszerű, hatása gyakorlatilag a vonat elhaladtáig érvényesül. A következmény pedig a hidrográfon fellépő „zaj” (8.14. ábra): az így létrejövő vízszintváltozás mértéke általában nem haladja meg a néhány millimétert (Brassington, 1988).



8.14. ábra: Vonat keltette vízszintingadozás egy vasútállomás közelében található, fedett víztartót szűrőző kút hidrográfján. Piros téglalappal kiemelve az egyik vonat elhaladása okozta oszcillációt (Brassington, 1988)

8.4.2.2 Földrengés hatása

A földrengéshullámok szeizmikus eredetű vízszintváltozásokat indukálhatnak fedett víztartóra szűrőzött kutakban. Az effektív stresszben (σ_e) fellépő változás pórusnyomás-változást (Δp_w) generál, amely általában rövid ideig tartó vízszintfluktuációban jelentkezik. Jellegzetessége, hogy sok száz km-re a földrengés epicentrumától is érzékelhető a hatás. Vízszintcsökkenést és –növekedést, illetve régi források eltűnését, újak megjelenését egyaránt előidézhetik. A bekövetkező vízszintváltozás térbeli nyomáshullámként terjed. Egyes földrengések permanens változásokat is előidézhettek a potenciometrikus szintekben, amennyiben konszolidálatlan üledékek kompaktációját idézik elő, ezzel lecsökkenve a vízáadó képződmények tározási kapacitását (Brassington, 1988).

A litoszférában fellépő feszültségváltozás hidrológiai következményeire jó példa az 1964.03.27-i nagy alaszakai földrengés. A hidroszeizmikus hatás azonnal jelentkezett egész Észak-Amerikában (Scott et al., 1964). Ugyanakkor nem minden kútban lehetett érzékelni a hatást, még ugyanazon víztartó esetében sem. Egyes földrengésekhez tartozó megfigyelések azonban azt mutatják, hogy a szeizmikus hullámok hatása az Föld epicentrummal ellentétes oldalán is okozhatnak potenciometrikus szint fluktuációt (Brassington, 1988).

Gyakran regisztrálható a vízszintek oszcillációja, amit például az alaszakai földrengés során egy floridai kútban rögzített vízszinteken is megfigyelhetek. A vízszintváltozások amplitúdója akár ezerszerese is lehet a litoszférában bekövetkező elmozdulásnak. Amikor a kényszerített oszcilláció eléri maximális amplitúdóját, rezonancia következik be. Az oszcilláció mértéke a néhány milliméterestől a méteres nagyságrendig terjedhet.

8.4.2.3 Egyéb okok

Nagyon sok, eddig nem tárgyalt egyéb tényező is okozhat fluktuációt a vízszintekben, amelyek fedetlen és fedett víztartóban egyaránt jelentkezhetnek. Például, a nyitott kútba befújó szél hirtelen légnyomás esést idézhet elő a kútban, amely azonnal vízszintemelkedést eredményez. Erős szelek a nem megfelelően rögzített vízszintregisztráló berendezést is elmozdíthatják, ezáltal a hidrográf lefutásában is „zajok” keletkezhetnek (Brassington, 1988).

A gyakorlatban többször is tapasztalhatjuk, hogy különböző állapotok is okozhatnak „tranziens vízszintfluktuációt”, ami egy hidrogeológusnak adott esetben fejtörést okoz:

- Az automata vízszintrögzítőt, illetve azok adatgyűjtő egységeinek tároló dobozát, vagy magát a potenciométert például kecskék, lovak használhatják vakarózó cölöpnek. Ezáltal a műszereket megmozdítják, és a hidrográf

lefutásában véletlenszerű oszcillációt idézhetnek elő. Sőt, ez a jelenség bizonyos esetekben szisztematikus hibákat is generálhat.

- Az is előfordulhat, hogy valamilyen kisebb állat, mint például egy béka, belesik a kútba, amelyben az adatrögzítő is található. A műszer mozgatásával szintén látszólagos tranzien oszcillációt idézhet elő a vízszintgörbén.

8.5 Ellenőrző kérdések:

1. Kérdés: Ismétlődésük, illetve időbeli terjedelmük tekintetében milyen tranzien felszín alatti vízszint-változást tudunk megkülönböztetni?

Válasz: Ciklikus, periodikus vízszintváltozások (napi, évszakos, szekuláris); Szabálytalan vízszintváltozások.

2. Kérdés: Sorolja fel, milyen módszereket ismer a felszín alatti vízszint-fluktuációinak megjelenítésére!

Válasz: Talajvízszint- és potenciometrikus kontúrtérképek, vízszintkülönbség-térképek, vízszintmélység-térképek, hidraulikus keresztzelvények, hidrográfok (kútidősorok)

8.6 A fejezetben felhasznált irodalmak

Brassington, R. (1988): Field Hydrogeology, Geological Society of London, Professional Handbook Series – Open University Press, 180 p., 1988.

Freeze, R. A., Cherry, J. A. (1979): Groundwater – Prentice-Hall Inc., New Jersey, p. 610.

Jacob, C. E. (1939): Fluctuations in artesian pressure produced by passing railroad trains as shown in a well on Long Island, New York, Transaction American Geophysical Union, 20, p. 666-674

Maucha, L. (1997): Magyarország karsztforrásainak különleges vízhozamváltozásai az Aggteleki Karsztvidéken, Karszt és Barlang, 1997. I-II. p. 31-39.

Mádlné Szőnyi, J. (1994): Hosszúperiódusú vízszintváltozás a Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójában, Hidrológiai Közöny 74:(3) p. 150-163.

Mádlné Szőnyi, J., Tóth J (2009): A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary, Hydrogeology Journal 17:(4 June) p. 961-980.

Meyboom, P. (1967): Groundwater studies in the Assiniboine River Drainage Basin: II. Hydrologic characteristics of phraetophytic vegetation insouth-central Saskatchewan, Geological Survey Canadian Bulletin 139, p. 64.

Parker, G. G. and Springfield, V. T. (1950): Effects of earthquakes, trains, tides, winds, and atmospheric pressure changes on water in the geologic formations of Southern Florida, Economic Geology, 45, p. 441-460.

Rónai, A. (1961): Az Alföld talajvíztérképe. Magyarázó a talajvíztükör felszín alatti mélységének 1 : 200 000-es méretű térképéhez, MÁFI Alkalmi Kiadványa, Budapest, p. 95-105.

Scott, J. S., Render, F. W. (1964): Effect of an Alaskan earthquake on water levels in wells at Winnipeg and Ottawa, Canada, Journal of Hydrogeology, 2, p. 262-268.

Simon, Sz. (2010): Characterization of groundwater and lake interaction in saline environment, at Kelemenszék Lake, Danube-Tisza Interfluve, Hungary, 167 p. 2010. (PhD)

Somogyi, K. (2009): A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire, szakdolgozat, ELTE, TTK, FFI, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, p. 107.

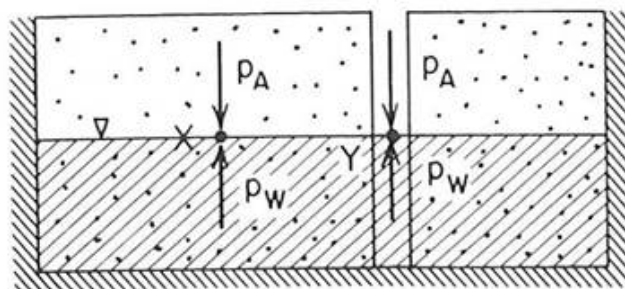
White, W. N. (1932): A method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil, United States Geological Survey Water-Supply Paper 659-A.

9. fejezet - Légnomás- és tengerszint változás hatása, barometrikus és árapály hatások

E fejezetben folytatjuk a 8. részben megkezdett tranziens folyamatok tárgyalását. A vízszintváltozásokat előidéző légnomás és árapály hatásokkal foglalkozunk. E folyamatok a víztartóban tározott víz mennyiségére nincsenek hatással, mindössze – a légnomás, illetve a tenger szintjének változása okán, a víztartó és a folyadék rugalmas tulajdonságai révén – a nyugalmi vízszintekben történik észlelhető változás. Bevezetjük továbbá a barometrikus és az árapály hatások fogalmát.

9.1 A légnomásváltozás hatása fedetlen víztartóra

A 8.9 ábra alapján leolvashatjuk, hogy a természetes légnomásváltozás csak a fedett víztartókra van hatással. Nézzük meg, hogy miért! A 9.1. ábra a légnomásváltozás (dp_{atm}) fedetlen víztartóra gyakorolt hatását szemlélteti. Megfigyelhetjük, hogy kezdetben a kútban (Y) és a víztartóban (X) is egyenértékű atmoszférikus nyomás ($p_{Atm}=p_A$) hat. Az atmoszférikus nyomás változását mindkét pontban a pórusnyomás megváltozása ellensúlyozza, azaz $dp_{atm} = dp_w$. Vagyis, mivel a légnomás megváltozása fedetlen víztartóban nem eredményez nyomáskülönbséget a kút és a víztartó között, ezért nem indukálódik gradiens, így nem következik be nyugalmi vízszint változás a kút és a víztartó között. Az előbbi megfontolás alapján belátható, hogy a légnomás vízszintváltozásra gyakorolt hatását kifejező barometrikus hatásfoknak is csak fedett víztartó esetében van értelme.



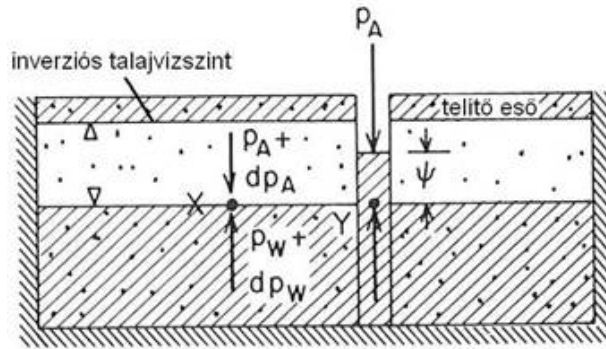
9.1. ábra: A légnomásváltozás hatása egy fedetlen víztartóra (Freeze&Cherry, 1979)

9.2 Levegőpárna csapdázódás fedetlen víztartóban

A szabadtükrű víztartókban erős esőzés során levegőpárna csapdázódás következhet be (Peck, 1960). A lefelé szálló vízfront ugyanis egy ún. inverziós talajvízszintet alkot (9.2. ábra), amely alatt a levegő megreked. A lefelé szálló inverziós talajvíztükör hatására megnő a levegőfront által a vízszintre gyakorolt nyomás, amely hatására a víztartóban a nyomásmérleg a $p_{Atm} + dp_{Atm} = p_w + dp_w$ egyensúly szerint alakul.

A kútban a légnomásváltozás (dp_{Atm}) mértékét a $pg\Psi$, azaz a nyomásmagasság megváltozásával mérjük. Ez fejezi ki, a levegőpárna csapdázódás hatására a víztartóban bekövetkező nyomásváltozás mértékét a kútban.

A csapadék hatására kialakult inverziós talajvíztükör megszűnése után a víztartóban visszaáll az eredeti állapot. A jelenség magyarázatot szolgáltathat egyébként nem megérthető, nem megmagyarázható vízszintváltozásokra. Így például a tartós csapadékos időszakot követően ideiglenesen kifolyó vizűvé váló ásott kutakra.



9.2. ábra: Levegőpárna csapdázódás erős esőzés következtében fedetlen víztartóban (Freeze&Cherry, 1979)

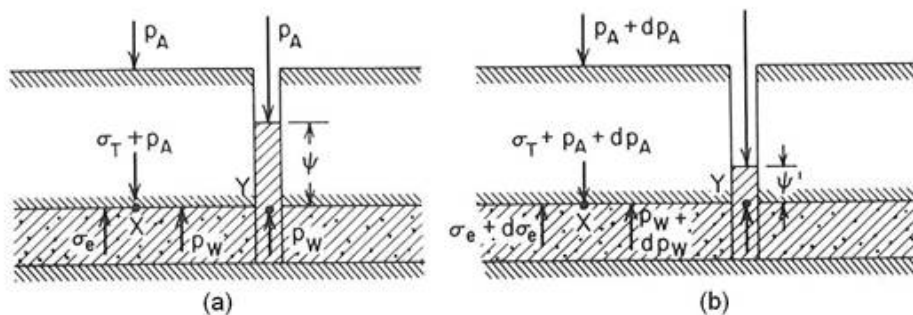
A jelenségre példát szolgáltat a Körös-Maros Nemzeti Parkban található kardoskúti Fehér-tó mellett létesített megfigyelő kutak esete, melyekben a tó utánpótlásának vizsgálata érdekében folyamatos vízszintméréseket végeztek. Almási (2001) Kardoskút és környezetét kiáramlási területként írta le. A téli hóolvadást követően egyes talajvízkutak átmenetileg túlfolyóvá váltak annak ellenére, hogy a vízszint a kutak környezetében sehol sem érte el a felszínt. Ez a jelenség gyakran megfigyelhető más alföldi talajvíz megfigyelő kutakban is, és az előbb felvázolt levegőpárna csapdázódás hatására vezethető vissza. A víztartóban bekövetkező nyomásváltozás ugyanis annyira megemeli a kútban a nyugalmi vízszintet, hogy az ideiglenesen túlfolyóvá válik (Busa Fekete, Hegyi, Szanyi, 2004).

9.3 A légnyomásváltozás fedett víztartóra gyakorolt hatása

Mint már utaltunk rá, az atmoszférikus nyomás megváltozása fedett víztartóba mélyített potenciométerekben, vízszintváltozást idéz elő.

A 9.3. ábra (a) részén figyeljük meg a fedett víztartóban a légnyomás megváltozása előtti erőviszonyokat. A kút környékén (X) egy tetszőlegesen kiválasztott felületre (p_l a víztartó és a fedőréteg közötti határfelületen) felülről a teljes feszültség (σ_T) és atmoszférikus nyomás (p_{Atm}) hat, mely egyensúlyt tart az effektív feszültséggel (σ_e) és a pórusnyomással (p_W), vagyis a $\sigma_T + p_{Atm} = \sigma_e + p_W$ egyensúly írható fel.

A kútban (Y) ugyanekkor a (ψ) vízoszlop nyomása és az atmoszférikus nyomás (p_{Atm}) hat, amely egyensúlyt tart a pórusnyomással, vagyis $p_{Atm} + \rho g \psi = p_W$.



9.3. ábra: Erőmérleg fedett víztartóra és a víztartóba mélyült kútra (a) és a légnyomásváltozás hatására átalakuló erőviszonyok (Freeze&Cherry, 1979)

A légköri nyomás megváltozását (dp_{Atm}) követően a kút környezetében (X) az erőviszonyokat a $\sigma_T + p_{Atm} + dp_{Atm} = \sigma_e + p_W + d\sigma_e + dp_W$ egyenlettel írhatjuk le. Láthatjuk, hogy az atmoszférikus nyomás változása effektív feszültség és pórusnyomás változást indukál, vagyis $dp_{Atm} = d\sigma_e + dp_W$. A kútban (Y) az erőviszonyok ekkor a $p_{Atm} + dp_{Atm} + \rho g \psi' = p_W + dp_W$ egyenlet szerint alakulnak (9.3. ábra: b).

Ideálisan merev víztartó esetében a pórusnyomás megváltozása zérus ($dp_W = 0$), így az atmoszférikus nyomás megváltozásával az effektív feszültség változás tart egyensúlyt, azaz $dp_{Atm} = d\sigma_e$.

Teljesen képlékeny víztartó esetében az effektív feszültség változása elhanyagolható ($d\sigma_e = 0$), így a légköri nyomásváltozása a pórusnyomás változásban manifesztálódik, tehát $dp_{Atm} = dp_W$.

A fentiekből következik, hogy a pórusnyomás változása nem haladhatja meg az atmoszférikus nyomás változását, hiszen $0 \leq dp_W \leq dp_{Atm}$. A kútban a légnyomás emelkedés közvetlenül a víz felszínére közvetítődik, és a vizet a kútból a víztartóba szorítja. A nyomásnövekedés miatt természetesen a fedett víztartóban nő a pórusnyomás, bár a víztartó közvetváza viseli a nyomás nagy részét, míg a kútban vízszintcsökkenést tapasztalunk ($\Psi' < \Psi$) (9.3. ábra).

Azt, hogy a víztartó nyugalmi vízszintje milyen mértékben változik a légnyomás változás hatására, a barometrikus hatások adja meg. A barometrikus hatások definíció szerint az egységnyi légnyomásváltozásra eső, kútban mért vízszintváltozást jelenti, vagyis a

$$B = \frac{dp_{Atm} - dp_W}{dp_{Atm}} = \frac{\rho g dh}{dp_{Atm}} \quad (9.1)$$

képlettel írhatjuk le, ahol dp_{Atm} az atmoszférikus nyomás változása, dp_W a pórusnyomás változása, dh a kútban mért vízszintváltozás, ρ a víz sűrűsége, g pedig a gravitációs gyorsulást jelöli.

A vízszintváltozás hatása a víztartó mechanikai állapotától függően a közvetváz ($d\sigma_e$) és a pórusnyomás (dp_W) között oszlik el.

A képlet alapján belátható, hogy ideálisan merev víztartó esetében a pórusnyomás zérus ($dp_W = 0$), tehát ekkor a barometrikus hatások $B=1$ lesz, míg teljesen képlékeny víztartó esetében, amikor az atmoszférikus nyomásváltozást a pórusnyomás változása egyensúlyozza, akkor $dp_W = dp_{Atm}$, tehát a barometrikus hatások $B=0$ lesz. A valós víztartók barometrikus hatásfoka általában 0,25 és 0,75 közé esik.

A barometrikus hatások a fedett víztartó kompresszibilitásának mértékadója. Todd (1959) határozta meg a fedett víztartók barometrikus hatásfoka és a tározási tényezője között fennálló összefüggést. A barometrikus hatások (B) kifejezhető egy adott vastagságú (b) közvetváz porozitása (n) és kompresszibilitása (α), illetve a víz kompresszibilitása (β) függvényében, melyet a

$$B = \frac{1}{1 + \frac{\alpha}{n\beta}} \quad (9.2)$$

képlet fejez ki. A tározás (S) matematikailag a már ismert összefüggés alapján leírható a

$$S = \rho g b \cdot (\alpha + n\beta) \quad (9.3)$$

egyenlet segítségével. A fenti két összefüggés alapján a tározás és barometrikus hatások kapcsolatát a következő egyenlet írja le.

$$S = \frac{\rho g b n \beta}{B} \quad (9.4)$$

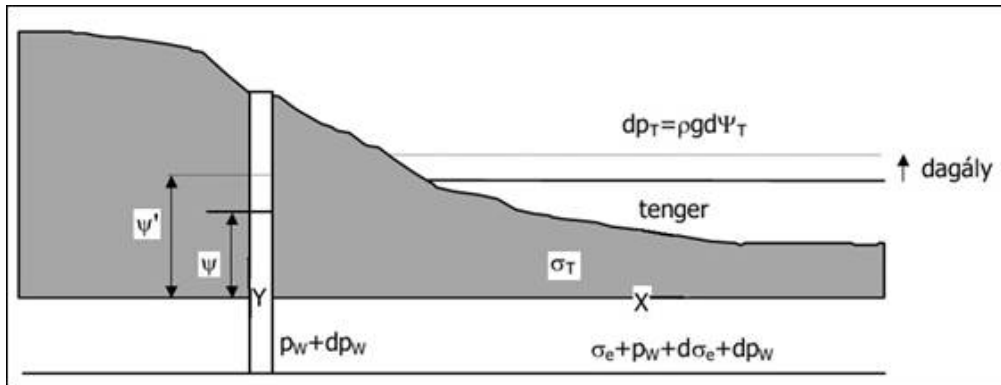
A barometrikus hatások révén kiszűrhetjük a fedett víztartókban a légnyomás által keltett vízszintváltozásokat. Így a fedett víztartóból történő vízkivétel során mért vízszintgörbék korrigálhatók, ezáltal pontosabban tudjuk kiértékelni azokat. Az adatrögzítő szondák a kútban az abszolút (nem-légkábeles) ill. a relatív (légkábeles szonda esetén) nyomást mérik. A nem-légkábeles szondák esetében mindenképp szükség van a légköri nyomás mérésére azért, hogy relatív nyomást tudjunk számolni. A légkábeles szondák esetében viszont nincs szükség a légköri nyomás mérésére.

9.4 Árapály hatások

Az árapály hatás a tengerpart vagy óceánpart közelében elhelyezkedő víztartók esetében jelentkezik (8.9 ábra).

Tekintsük át, hogyan alakul az erőmérleg fedett víztartókban dagály előtt. A víztartó belsejében (X) az egyensúly a már ismert összefüggésnek megfelelően alakul, a teljes feszültséggel az effektív feszültség és a pórusnyomás tart egyensúlyt, azaz $\sigma_T = \sigma_e + p_w$. A kútban ekkor az egyensúlyt a $p_w = \rho g \Psi$ összefüggés írja le.

Dagálykor a megemelkedett tengerszint hatására nagyobb nyomás fog a fedőrétegre nehezedni ($dp_T = \rho g d\Psi_T$). Ez a nyomásváltozás azonban csak a víztartóra hat, a kútban lévő vízre nem (9.4. ábra). Az egyensúlyok tehát a következőképpen alakulnak. A dagály hatására a víztartó belsejében (X) a fedő rétegekre nehezedő teljes feszültség növekedést az effektív feszültség és a pórusnyomás megváltozása kompenzálja, vagyis $dp_T = d\sigma_e + dp_w$. A pórusnyomás növekedés a kútban (Y) – a dp_w révén és az erőmérlegből kifolyólag ($p_w + dp_w = \rho g \Psi'$) – nyugalmi vízszint növekedést (Ψ') idéz elő. Láthatjuk, hogy a tengerszint növekedésével a kút nyugalmi vízszintje is növekedni fog, azaz éppen ellentétes hatást vált ki, mint a légnyomás emelkedés. A változás mértékét az árapály hatások adja meg.



9.4. ábra: Az árapály jelenség hatása fedett víztartóra

Az árapály hatások definíció szerint az egységnyi tengerszintváltozás hatására bekövetkező nyugalmi vízszintváltozás egy fedett víztartóban, melyet a

$$C = \frac{\rho g dh}{dp_T} = \frac{dp_w}{dp_T} \quad (9.5)$$

képlet ír le, ahol dh a vízszintváltozás, dp_T a teljes feszültség változás, dp_w a pórusnyomás változás, ρ a víz sűrűsége, g pedig a gravitációs gyorsulás.

Teljesen merev víztartó esetében $C=0$, teljesen képlékeny víztartó esetében pedig $C=1$. Az árapály hatások és a barometrikus hatások között ugyanarra a víztartóra vonatkozóan a következő összefüggés írható fel: $B+C=1$.

A tengerparton lévő kutak hidrográfja egyértelműen kirajzolja az árapály jelenséghez kapcsolódó vízszintfluktuációt. A napi két apály és két dagály következtében a kutakban mért nyugalmi vízszintek is napi két maximumot és két minimumot mutatnak.

9.5 Ellenőrző kérdések:

1. Definiálja a barometrikus hatásfokot. Milyen víztartók esetében használhatjuk, és mi a gyakorlati jelentősége?

Válasz: A barometrikus hatásfok definíció szerint az egységnyi légnyomásváltozásra eső, kútban mért vízszintváltozást jelenti. Képlettel a következőképpen fejezhetjük ki:

$$B = \frac{dp_{Atm} - dp_w}{dp_{Atm}} = \frac{\rho g dh}{dp_{Atm}}$$

ahol dp_{Atm} az atmoszférikus nyomás változása, dp_w a pórusnyomás változása, dh a kútban mért vízszintváltozás, ρ a víz sűrűsége, g pedig a gravitációs gyorsulást jelöli. Csak fedett víztartó esetében értelmezzük, hiszen fedetlen víztartóban az atmoszférikus nyomás változás nem gyakorol hatást a nyugalmi vízszintre, mivel nem generál nyomáskülönbséget a kút és a víztartó között, így nem indukálódik gradiens. Segítségével kiszűrhetjük a légnyomás

által keltett változásokat a fedett víztartóból történő vízkivétel során mért vízszintgörbéről, ezáltal pontosabban tudjuk kiértékelni a szivattyúpróbát.

2. Egy mészkőből felépülő, 75 méter vastag, 30% porozitású fedett víztartó barometrikus hatásfoka 60%. Számítsa ki a víztartóban bekövetkező vízszintváltozást, ha az atmoszférikus nyomás 5000 Pa-lal lecsökken. (A mészkő kompresszibilitása $3,0 \cdot 10^{-3}$, a víz kompresszibilitása $4,4 \cdot 10^{-10}$)

Válasz:

$$b = 75 \text{ m} \quad n = 0,3 \quad B = 0,6 \quad dp_{Atm} = 5000 \text{ Pa} \quad \alpha = 3,0 \cdot 10^{-3} \quad \beta = 4,4 \cdot 10^{-10} \quad A$$
$$B = \frac{\rho g dh}{dp_{Atm}}$$

képletből kifejezzük a vízszintváltozást, az így kapott egyenletbe behelyettesítve azt kapjuk, hogy

$$dh = \frac{B \cdot dp_{Atm}}{\rho g} = \frac{0,6 \cdot 5000 \text{ Pa}}{1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 9,81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}} = 0,305 \text{ m}$$

9.6 A fejezetben felhasznált irodalmak

Almási, I., 2001: Petroleum hydrology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. PhD Thesis, University of Alberta, US.

Busa-Fekete, B., Hegyi, R., Szanyi, J., 2004: The hydrogeological aspects of Lake Fehér, Kardoskút, Southern Hungary. Acta Mineralogica-Petrographica, Vol. 44, pp. 35-41.

Freeze, R. A., Cherry, J. A. 1979: Groundwater – Prentice-Hall Inc., New Jersey.

Peck, A. J., 1960: The water table as affected by atmospheric pressure. Journal of Geophysics Resources, 65, pp. 2383-2388.

Todd, D. K., 1959: Ground Water Hydrology. John Wiley&Sons, New York.

10. fejezet - A kőzetváz, mint regionális áramlási közeg és a hidraulikus folytonosság

Tanulmányaink során eddig (ld. 1-9. fejezetek) megismerkedtünk a hidrogeológia alapfogalmaival. A következőkben a korábbi ismeretekre felépítve tárgyaljuk a modern hidrogeológia (ld. 1. fejezet) elveit és következményeit. Mint már utaltunk rá, ez a szemlélet túlmutat a korábbi, víztartókhöz kötődő gondolkodáson. Ezáltal lehetőséget kínál arra, hogy a felszín alatti vizeket is rendszeresen szemléljük, erre alapozva megértsük a hidrogeológia természettudományos jelentőségét, környezettudományi fontosságát.

10.1 A kőzet, mint porózus közeg

A porozitás eddig mint matematikai fogalom szerepelt. Most kiterjesztjük a porozitás fogalmát formáció szintre. Ez esetben azonban az effektív porozitást (n_0) kell alkalmazzuk, ami a porozitásnak az a része, mely lehetővé teszi a folyadék átáramlását („közlekedő” pórusok).

10.1.1 A porozitás osztályozása

A porozitást legalább négyféle szempontból osztályozhatjuk.

Relatív kor alapján megkülönböztetünk elsődleges, vagy eredeti, a kőzettéválás során kialakult porozitást; valamint másodlagos, a kőzettéválást követően létrejött porozitást. Az elsődleges porozitás általában a törmelékes üledékes kőzetekben jelentős, míg értéke a kompaktációs, cementációs, és egyéb kőzettéválást követő folyamatok során általában csökken. A másodlagos porozitásnak például karbonátos kőzetekben van jelentősége, amelyek elsődleges porozitása rendszerint nagyon alacsony, a kőzettéválást követő karsztosodási, oldódási, töredezési, stb. folyamatok során azonban számottevő másodlagos porozitás tud kialakulni.

Pórusméret alapján megkülönböztethetünk kristályrács méretű; kolloidális méretű; mikropórus ($d < 0,1 \mu\text{m}$); kapilláris pórus ($0,1 \mu\text{m} < d < 2,5 \text{mm}$); és makropórus ($d > 2,5 \text{mm}$) porozitást is.

A pórusok hidraulikus kommunikáció-képessége alapján, ami hidrogeológiai szempontból az egyik legfontosabb tényező, megkülönböztetünk nyílt (közlekedő) és zárt porozitást.

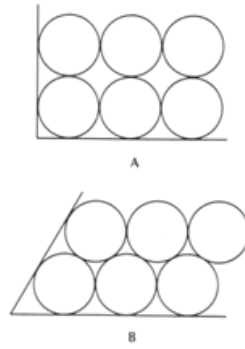
A pórusalakító folyamatok jellege alapján elkülöníthető ásványszemcsék közti pórus (kristályközi) (pl: mészkő, dolomit, mélységi magmás kőzetek); klaszrok közötti pórus (törmelékes üledékek, törmelékes üledékes kőzetek, bioklasztitok, írókréta); üreg, hólyagüreg (mészkő, bazalt); hasadék; oldódásos üreg (karbonátok, evaporitok).

Végül a pórusokban található víz és a közeg hézagterfoglata alapján beszélhetünk például kristályvízről (ásványszemcsék kristályrácsában kötött víz), pórusvízről (molekuláris erők révén a pórusok falához kötött vagy gravitációsan leürülő víz), és karsztvízről.

10.1.2 A porozitás mértékét szabályozó tényezők

A porozitás mértékét szabályozó tényezők között kell említsük a kőzet alkotórészeinek alakját és illeszkedését.

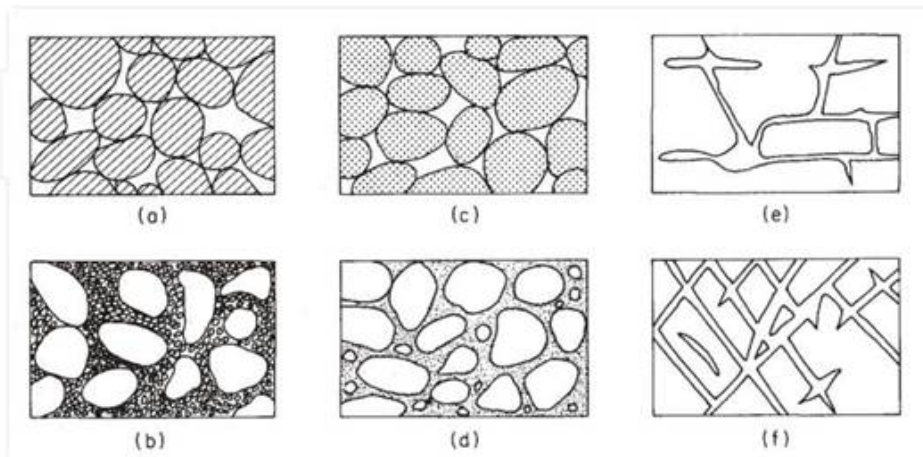
Azonos szemcseméret esetén összefüggés figyelhető meg a szemcsék rendezettsége és a porozitás között: szabályos elrendeződés esetén $n=47,65\%$ (10.1. ábra: A); romboéderes elrendeződés esetén: $n=25,95\%$ (10.1. ábra: B). Ugyanakkor egyenlő szemcsenagyságú, rendezett gömbök esetén a porozitás értékek függetlenek a szemcsemérettől. Rendezetlen szemcsék esetén viszont még egyenlő méretű gömbök esetén is kisebb a porozitás.



10.1. ábra: Összefüggés a szemcsék rendezettsége és a porozitás között: szabályos elrendeződés (A) esetén $n=47,65\%$; romboédes elrendeződés (B) esetén: $n=25,95\%$ (Fetter, 1994)

Szintén összefüggés figyelhető meg a szövet és a porozitás között (10.2. ábra):

- Az osztályozott üledékek porozitása rendszerint nagy (10.2. ábra: a).
- Az osztályozatlan üledékek porozitása általában kicsi, mivel az apróbb szemcsék kitöltik a nagyobbak közti hézagokat (10.2. ábra: b).
- Osztályozott üledékek önmagukban is porózus szemcsékkel az a) esetnél is nagyobb porozitással bírnak (10.2. ábra: c).
- Osztályozott üledék porozitását azonban gyakran csökkenti ásványi kitöltés (10.2. ábra: d).
- Az oldással keletkezett porozitás másodlagos porozitásnak tekinthető és főként karbonátokban jelentős (karsztos porozitás) (10.2. ábra: e).
- A repedéses porozitás elsősorban merev kristályos kőzetekben (például gránit) kialakuló másodlagos porozitás (10.2. ábra: f).



10.2. ábra: Összefüggés a szövet és a porozitás között (Meinzer, 1923 nyomán)

10.1.3 A kőzetekben a porozitást kialakító és befolyásoló tényezők

A kőzetekben a porozitást kialakító és befolyásoló tényezők közé tartozik mindenek előtt az üledékképződés folyamata, amelynek az elsődleges porozitás szempontjából van kiemelkedő szerepe. Törmelékes üledékes kőzetek eredetét tekintve megkülönböztethetjük a vízben és a térfelszínen (szárazon) felhalmozódott üledékeket. Mindkét esetben jellemző a lerakódó részecskék jelentős hézagterfoga, az utóbbiak azonban általában nagyobb porozitásúak,

mivel a szél által rendkívül jól osztályozott üledékek. Fontos azonban hangsúlyozni, hogy a nagy porozitás nem jelent feltétlen nagy permeabilitást is (ld.: agyagok). A lerakódást követően a pórusokat, vagy legalább a szűkebb pórustorkokat például cementáció eltömítheti. A kőzettéválás és betemetődés során fellépő kompaktáció szintén csökkenti a porozitást, melynek eredményeként a laza üledékekből konszolidált üledékes kőzet alakul ki. Karbonátos kőzetek esetén a képződést tekintve beszélhetünk biogén vagy vegyi eredetről, a felhalmozódás helyét tekintve pedig a tengerből kiüledő (vázanyag, oolit, stb.) vagy zátonyépítő karbonátokról. A karbonátos kőzetek oldhatóságának köszönhetően a felszín alatti víz áramlása kiemelkedő szerepet játszik ezen kőzetek porozitás-fejlődésében. A karbonátos kőzetben kialakuló víztartók porozitásának három típusa van: szemcseközi porozitás, repedések és járatok. A járatok mérete a cm széles repedésektől a hatalmas barlangjáratokig terjedhet. Az áramlás a járatokban gyors (akár >100m/h) és gyakran turbulens, míg az áramlási sebességek a szemcseközi porozitással és repedésekkel jellemezhető mátrixban sokkal kisebbek. A mélységi magmás kőzetek kristályosodása, illetve különösen a láva- és iszapfolyásokban kialakuló gáz-expanzió jelentős elsődleges porozitást hozhat létre a mélységi magmás és kiömlési kőzetekben egyaránt. A hólyagüreges bazaltokban például keletkezésüknél fogva található pórusüregek, de csak elszigetelt hólyagüregek formájában, így a permeabilitás végeredményben nagyon alacsony. Ezzel szemben egyes extruzív magmás kőzeteknek lehetnek egymáshoz kapcsolódó rései, mint például a bazaltoszlopok hülési repedései. Metamorf kőzetekben, az eredeti kőzetszövet nagy nyomás és hőmérséklet hatására történő átalakulása során nagyjából a pórusok is összezárulnak. Másodlagos porozitás kialakulására azonban van lehetőség (a magmás kőzetekben is), tektonikai hatásra vagy a fedő kőzet eróziója révén sekélyebb mélységbe kerülve a csökkent nyomás (feszültség) viszonyok között felnyíló repedések, törések révén.

További, elsősorban az elsődleges porozitást befolyásoló folyamat az üledékek vertikális kompaktációja. A rétegerhelés hatására bekövetkező tömörödés, avagy mechanikai kompaktáció lényegében a teljes feszültség megnövekedése miatti effektív feszültség növekedés következménye. A folyamat során a szemcsék átrendeződnek és összetöredeznek, ezáltal csökkentve a porozitást. Emellett üledékes medencékben, átlag 2-3 km mélységtől jelentkezik a kémiai kompaktáció is, ami az ásványok oldódása és újbóli kicsapódása révén, jellemzően csökkenti a porozitást. Ezeket a folyamatokat a hőmérséklet kontrollálja egy magasabb fokú termodinamikai egyensúly elérése érdekében, különösen a szilikát ásványok esetén.

A különböző kémiai folyamatok, oldódás és cementáció a porozitást rendre növelik, illetve csökkentik (már sekélyebb mélységben is). Ezekről részletesebben a 12. fejezetben lesz szó. Érdemes azonban már most megjegyezni, hogy a cementáció 30%-ról akár 1-5%-ra tudja csökkenteni a porozitást.

Az átkristályosodás, dolomitosodás, diagenezis szintén kiemelkedő jelentőségű porozitás formáló folyamatok. Érdemes itt kiemelni a karbonátos kőzeteket. Bár egyes karbonátüledékek jelentős elsődleges porozitással rendelkeznek, karbonátos kőzetek porozitásának jelentős része a diagenezis során oldódással jön létre, mely másodlagos porozitásnak tekintendő. A karbonátos kőzetek képződési környezete meghatározó jelentőségű a későbbi oldódással kialakuló másodlagos porozitás szempontjából, hiszen ettől függ a kőzet ásványtani szempontú tisztasága (oldhatatlan elegyrészek aránya), a szemcsemérete, szövete, a rétegvastagság és számos egyéb karsztosodást befolyásoló tényező. Zátony mészkövek sok apró pórusának köszönhetően a beszívargó víz diffúzió módon áramlik át a kőzeten, ezért oldó hatása is diszperz lesz, az oldat hamar telítetté válik. Lagúnákban képződő vastagpados mészkőre ellenben intenzív karsztosodás jellemző. Tehát a nagy léptékű, összekapcsolt, nem szövetfüggő porozitás (üregek, repedések, réteghatárok) kedvez leginkább a karsztosodásnak.

Szemcsés aggregátumok, mint például az agyagok, szuszpenzióból (olyan oldatban, melynek alkotóelemei nem szolváltak, az alkotóelemek között nem lép fel oldódás) pelyhek formájában kiüledve (flokkuláció) szintén csökkentik a porozitást. Ez a folyamat abban különbözik a kicsapódástól, hogy a részecskék a folyadékban szuszpendáltak, és nem oldva vannak jelen.

A metamorfózis, amint korábban már írtuk, csökkenti a porozitást. Kialakulhat azonban másodlagos porozitás is a metamorf kőzetekben klivázs, törés, palásság, foliáció, stb. révén.

A törések, mechanikai szakadások általában növelik a porozitást. Ezek közé tartoznak a törések, vetők, földcsuszamlások, lávafolyás által előidézett törések, hülési repedések, terheléscsökkenés hatására kialakult tágulási repedések, térfogatsökkenés hatására létrejövő repedések (diagenezis, száradás nyomán). Érdemes még kiemelni a nyírási zónákat, amelyekben sok kis párhuzamos törés mentén zajlik az elmozdulás, nagy átlag porozitást eredményezve.

A telítetlen zónában jellemző különböző mállási folyamatok általában növelik a porozitást magmás és metamorf kőzetekben, de csökkentik agyagos üledékekben (a mállás során képződő agyagásványok általában nagyobb

térfogatúak a kiindulási ásványoknál). Megkülönböztethetünk fizikai mállást, ami a kőzetek aprózódását, és kémiai mállást, ami a kőzetkomponensek oldódását és/vagy kémiai átalakulását jelenti.

Végül az élő szervezetek tevékenysége szintén befolyásolhatja a porozitást, természetesen sekély mélységben. A bioturbáció, állatok által létrehozott üregek, gyökerek feszítő hatása a porozitás növekedését eredményezi.

10.1.4 A porozitás mértéke a kőzetekben

A hidrogeológiai gyakorlatban általában használt porozitás minősítés a következő: $n_0=0-5\%$ elhanyagolható, $n_0=5-10\%$ alacsony, $n_0=10-15\%$ közepes, $n_0=15-20\%$ jó, $n_0=20-25\%$ nagyon jó. Érdemes megjegyezni, hogy mivel a lineáris áramlási sebesség a fluxus és porozitás hányadosa ($v=q/n$), ezért minél kisebb a porozitás – azonos áramlási intenzitás mellett – annál nagyobb a vonalmenti sebesség, tehát annál rövidebb az elérési idő.

Laza üledékekre jellemző átlag porozitás értékek: kavics 25-40%, homok 25-50%, kőzetliszt 35-50%, agyag 40-70%. Konszolidált kőzetekre: repedezett bazalt 5-50%, karsztosodott mészkő 5-50%, homokkő 5-30%, mészkő, dolomit 0-20%, pala 0-10%, repedezett kristályos kőzetek 0-10%, tömör kristályos kőzetek 0-5%.

Amint az átlag porozitás értékekből is látható, a kompakció (tömörödés) során az agyagok porozitás csökkenése a legnagyobb mértékű. Az inkább másodlagos porozitással jellemezhető kőzetek (például repedezett bazalt, karsztosodott mészkő) esetén pedig eleve széles skálán változik a porozitás a másodlagos porozitás kialakulásának függvényében.

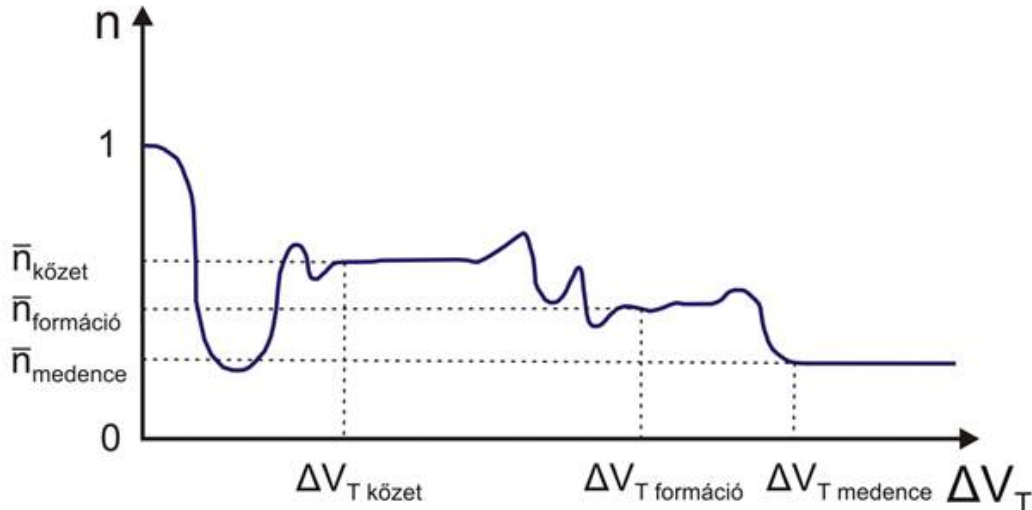
10.2 A kőzet, mint regionális áramlási közeg: az átlag-porozitás (n) és a relatív elemi térfogat (REV) fogalma

A porozitás (n) és permeabilitás (k) fogalmakat korábban kőzettani állandóként definiálták – függetlenül a vizsgált kőzettérfogattól. Később világossá vált, hogy ez a megfogalmazás nem teljes (Hubbert, 1940).

A porozitás esetén például a következő figyelhető meg. Adott vizsgálati tartomány bármely mikroszkópikus pontjában a porozitás 0 és 1 között változik. 0, ha a szilárd anyagban, 1, ha a pórusterben helyezkedik el az adott pont. Egyre nagyobb térfogatok átlag porozitását vizsgálva azonban n értéke egyre kisebb tartományban fog ingadozni. Ha a vizsgált közeg eléggé homogén, akkor pedig végül be fog állni egy konstans értékre. Azt a térfogat tartományt, amelyen belül n értéke állandó reprezentatív/referencia elemi térfogatnak (REV) nevezzük, ami ezáltal a vizsgálat méretarányának megfelelő reprezentatív térfogati elem. Homogén közegben a REV tartomány tetszőlegesen nagy lehet. Azonban minden geológiai közegben található több-kevesebb nagy-léptékű heterogenitás, és ezek befoglaló térfogatát elérve az átlag porozitás ismét el fog térni a REV-léptékű értékétől. Az ingadozás azonban kisebb mértékű, mint a REV alatti tartományban, mivel a vizsgált átlagtérfogat igen nagy.

A megfelelő REV kiválasztása során tehát a következő szempontokra kell odafigyelni. A REV viszonylag nagy kell legyen a mikroszkópikus heterogenitásokhoz (például szemcseméret) képest, de relatíve kicsi a teljes vizsgálati tartományhoz képest. A megfelelő REV méret tehát nagyban függ a kérdésfeltevéstől és a geológiai közeg természetétől. Egy jól osztályozott durvaszemcsés homokban ($d \approx 0,001$ m) például a minimum REV, amelynek permeabilitása reprezentatív lehet, körülbelül 10^{12} -szer kisebb annál a minimum REV-nél ami egy 10 méterenként törésekkel szabdaltnál gránit batolit esetén elegendő lenne.

A hidraulikai paraméterek tehát lépték függőek. A hidrogeológiai problémák megoldásához mindig meg kell találni a megfelelő méretarányt. Így ha például a ΔV_{TK} , ΔV_{TF} és ΔV_{Tm} rendre a kőzet, formáció és medence léptékű kutatásokra vonatkozó térfogati elemek, melyek méretével nem változik a porozitás az adott ΔV_T tartományon belül maradván (10.3. ábra). Akkor ezek közül ΔV_{TK} a fizikusok, kémikusok léptéke; a kapillaritás, a porózus közegen keresztüli vízáramlás, a kőzet-víz kölcsönhatás tanulmányozási léptéke. $\Delta V_{Tformáció}$ a vízellátási mérnökök léptéke; a felszín alatti víz hidrológia területe, víztartó értékelés, rezervoár mérnöki méretarány. Végül $\Delta V_{Tmedence}$ a hidrogeológusok, felszín alatti víz hidrológusok területe, a regionális geológiai jelenségek, a vízgyűjtő medencék és vízmérlegük tanulmányozási színtere. Az átlag porozitás ezen REV tartományokra vonatkozóan általában csökken a REV növelésével (tehát kőzet léptékben a legnagyobb, medence léptékben a legkisebb) (10.3. ábra).

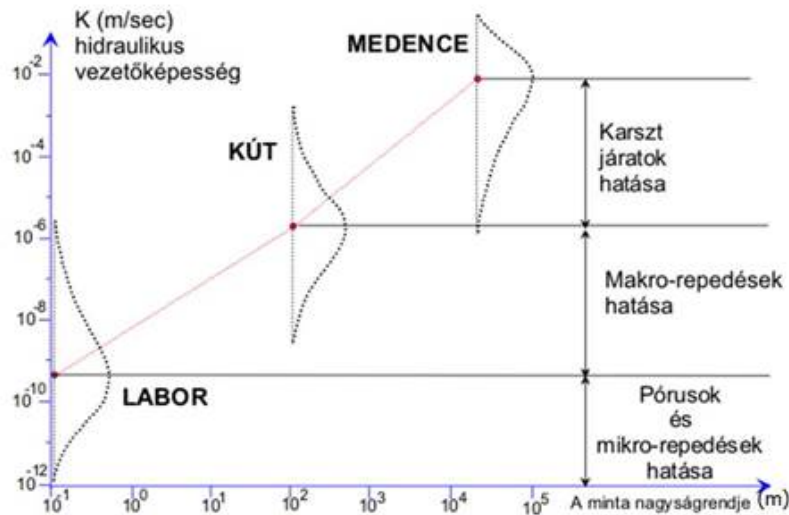


10.3. ábra: Porozitás függvény: kőzet, formáció és medence léptékű REV-re vonatkoztatott átlag porozitások

A porozitás-függvény analógiájára definiálhatjuk a hidraulikus vezetőképesség (K) vagy permeabilitás (k) függvényt is. Törmelékcses üledékes kőzetek esetén a hidraulikus vezetőképesség általában a 10.3. ábrán bemutatott porozitás csökkenéssel analóg módon csökken a méretarány növelésével. Így például az Alberta-i üledékes medence (Ny-Kanada) kréta homokköveiben aránylag gyakoriak az agyagos lencsék, közbetelepülések, így a regionális hidraulikus vezetőképesség jóval alacsonyabb az egy-egy homokkő rétegben mért értékeknél.

Más a helyzet az eleve alacsony permeabilitású képződményeknél (például agyagok, márgák, palák). Ezek hidraulikai vizsgálata – annak gyakorlati nehézségei folytán – általában háttérbe szorul a permeabilis közegek széleskörű tanulmányozása mellett. Következésképpen, általában az utóbbi vizsgálati módszereit és megközelítéseit próbálják alkalmazni a kis permeabilitású közegekre is – rendszerint eredménytelenül. A laboratóriumi és *in situ* mérési eredmények csak relatív kis térbeli tartományra vonatkozathatók (például kút közvetlen környezete), míg a tranziens áramlások észleléséhez rendkívül hosszú idő szükséges. Az utóbbin tudnak segíteni kísérleti körülmények közt a minta áramlási irányba eső hosszának csökkentésével, illetve az alkalmazott hidraulikus gradiensek növelésével, így azonban a természetben gyakorlatilag nem előforduló gradienseket alkalmaznak. Ráadásul figyelembe kell venni a közeg tározási tulajdonságait is, amelyek szintén erősen függenek az időléptéktől. Végül érdemes megjegyezni, hogy többfázisú (például víz-szénhidrogén) rendszer esetén az abszolút permeabilitás meghatározásán túl az egyes relatív permeabilitások ismerete is szükséges. A lokális (laboratóriumi/*in situ*) léptékben alacsony permeabilitásúnak bizonyult képződmények azonban gyakran jóval nagyobb permeabilitást mutatnak regionális léptékben töréseknek, vetőknek, és/vagy közbetelepült nagyobb permeabilitású rétegeknek/lencséknek köszönhetően. A Bredehoeft et al. (1983) és Neuzil (1993) által is vizsgált Pierre Shale (USA, Dakota vízadó rendszer) például 10^{-20} m^2 permeabilitást mutatott a laboratóriumi kísérletek során, de regionális léptékben ez az érték 10^{-16} m^2 -re emelkedett.

Végül karsztos vízadóban a korábban már említett elsődleges-másodlagos porozitás viszonyoknak köszönhetően a méretarány a hidraulikus vezetőképességre hasonló hatással bír, mint az alacsony permeabilitású képződményekben (10.4. ábra). A kőzet mintákból meghatározott hidraulikus vezetőképesség gyakran nagyon alacsony, főként a pórusok, illetve mikropedések következményeként. A szivattyútesztekkel nagyobb kőzettérfogatokra meghatározott hidraulikus vezetőképesség értékek ezzel szemben jóval magasabbak lehetnek a makró-léptékű töréseknek köszönhetően. Végül a teljes vízadó rendszer igen magas hidraulikus vezetőképessége már a karsztos, kapcsolt hasadék rendszer hatását tükrözi.



10.4. ábra: Hidraulikus vezetőképesség függvény: a méretarány (REV) hatása a hidraulikus vezetőképességre karsztos víztartókban (Király, 1975 nyomán).

Végeredményben a lépték függés gyakorlati következménye az, hogy a laboratóriumi és kútesztes (szivattyú teszt) méréseknek a kőzetmintákra és kutak környezetére vonatkozó eredményei általában nem terjeszthetők ki egy az egyben nagyobb léptékre, például a teljes vízadó rendszerre. Ez utóbbiak átlag hidraulikai paramétereinek meghatározására alkalmas eszközt a numerikus szimulációs technikák tudnak biztosítani.

10.3 A hidraulikus folytonosság

A kőzetvázon átáramló felszín alatti víz ásványi anyagokat old, szállít és lerak. Hőt transzportál és megváltoztatja a pórusnyomást. Amennyiben a jól definiált áramlási pályák elegendően hosszú időn keresztül fennállnak, ezen folyamatok szisztematikus módon megváltoztatják a felszíni, felszín alatti környezet fizikai, hidrológiai és kémiai jellemzőit. Lényegében a természetes környezeti viszonyok a regionális felszín alatti vízáramlás következtében hidrogeológiai differenciálódáson mennek keresztül.

Az áramláshoz szükséges energia különféle forrásokból származhat, beleértve a közvetlenül a pórusvízre ható gravitációt, az üledékes kompaktiót, a tektonikai kompressziót, a termális konvekciót és az ozmózt.

Ezek közül különösen érdekes a gravitációs vezérlésű regionális vízáramlás. Először is azért, mert a vízszint különbségei generálják. Eloszlása – ennek következtében – becsülhető a víztükör alakjának ismeretében, beleértve múltbéli, jelenlegi és jövőbeli áramlási mintázatokat. Másodsorban szimultán módon aktív az üledékes medencékben mindenféle térbeli dimenzióban. A kis, helyi medencékhez kapcsolódó áramlás szuperponálódik a regionális szintkülönbségek által gerjesztett áramlásokra. Mindezekről a következő, 11. fejezetben lesz szó. Harmadsorban, a medencékhez kapcsolódó különféle méretű hidrogeológiai jelenségek kialakulásához különféle időtartam szükséges. Ez lehet néhány év vagy kevesebb, a rövid, sekély és intenzív rendszerekre; míg többszázézer vagy millió év a nagymedencék hosszú, mély és lassú áramlásaira. Ezen jelenségek bemutatására az utolsó, 13. fejezetben kerül sor. Mivel azonban a medenceméretekben működő áramlási rendszerek és az okozott jelenségek létének egyik alapfeltétele a hidraulikus folytonosság, ezért elsőként ez kerül bemutatásra.

A hidraulikus folytonosság a modern hidrogeológia egyik legalapvetőbb és egyúttal legvitatottabb kérdése. Felismerése ugyanakkor megalapozza többek között a regionális vízáramlási terek létezését, az olajtelepek képződését, a szénhidrogének hidraulikai mobilizálódását, és a szennyezőanyag transzport folyamatainak kezelését. Alapvető kérdések: A potenciálértékek (hidraulikus emelkedési magasságok) megváltoztatása a kőzetváz egy adott pontján meddig fog terjedni? Lehatárolhatunk-e egy felszín alatti térrészt, amelyen belül egy pontbeli potenciálváltozás hatást gyakorol?

10.3.1 A hidraulikus folytonosság definíciója

A hidraulikus folytonosság jelzője a kőzetvázban tározódott víznek az a tulajdonsága, hogy nyomásának (hidraulikus emelkedési magasságának) tetszőleges pontban bekövetkező megváltozása más pontokban is megváltoztatja a pórusnyomást (hidraulikus emelkedési magasságot) (Tóth, 1995). A hatás mértéke számszerűen a gerjesztő és gerjesztett nyomásváltozás (hidraulikus emelkedési magasság változás) hányadosaként fejezhető ki a kőzetváz egy adott pontjában, adott időpillanatban:

$$C = \frac{\Delta h_2}{\Delta h_1} = \frac{\Delta \Psi_2}{\Delta \Psi_1} \quad (10.1)$$

ahol Δh_2 és Δh_1 az indukált és indukáló hidraulikus emelkedési magasság változás, míg $\Delta \Psi_2$ és $\Delta \Psi_1$ az indukált és indukáló nyomásemelkedési magasság ($=p/\rho g$) változás.

Mivel a pórusteret kitöltő vízben fellépő nyomásváltozások a diffúziós tényező következtében a kőzetben véges sebességgel terjednek, az észlelhető hidraulikai folytonosság csak viszonylagos lehet, hiszen annak érzékelhetősége függ az eredeti nyomásváltozás és az észlelés helyének távolságától, valamint a kőzet-folyadék rendszer szivárgási tulajdonságaitól (áteresztő-, és/vagy tárolóképeség), így a tértől és az időtől.

Mindennek megfelelően a hidraulikus folytonosságot a következőképpen is definiálhatjuk. Egy áramlási tartomány hidraulikusan folytonos egy adott időskálán, amennyiben egy ponton a hidraulikus emelkedési magasságban (vagy pórusnyomásban) bekövetkező változás a tartomány bármely más pontjában szintén változást okoz a hidraulikus emelkedési magasságban (vagy pórusnyomásban) a pórusnyomás (~folyadék) pórusokon keresztüli áramlása folytán, az alkalmazott időskálán mérhető idő tartományban.

A hidraulikus folytonosság tehát relatív fogalom, tér- és időfüggő is. A hidrogeológiai problémák kezeléséhez olyan léptéket kell választani, amely a probléma szempontjából megfelelő. El kell dönteni, hogy az adott probléma szempontjából létezik-e folytonosság vagy sem.

10.3.2 A hidraulikus folytonosságot elfedő tényezők

A kőzetváz regionális hidraulikai folytonossága nem nyilvánvaló, vagy könnyen igazolható tulajdonság. Az egymással érintkező képződmények vízföldtani tulajdonságainak lehetséges jelentős eltérései következtében a kevésbé áteresztő kőzetet hagyományos észlelések esetleg vízzárónak mutathatják. Az áramlási rendszer különböző pontjain a távolabbi nyomásváltozás hatása esetleg csak hosszabb idő múlva jelentkezik, így a képződmény vízzárónak vélhető túl nagy távolság vagy túl rövid megfigyelési idő esetén. Továbbá, ahol a víz kémiai összetételében, hőmérsékletében, izotóp összetételében, korában, vagy más, az áramlás szempontjából lényeges tulajdonságaiban a jelentősebb változások egybeesnek a vízrekesztő képződmények határfelületeivel, az észlelő könnyen arra a következtetésre juthat, hogy a hidraulikus folytonosság ezeken a helyeken megszakad. Nem meglepő tehát, hogy a hidraulikus összefüggés, illetve a kőzetvázban tökéletesen elszigetelt részek létezése felől több mint egy évszázada folyó vitát máig nem sikerült eloszlatni. A hidraulikus folytonosság fogalma – a föntiekből következően – alkalmas gyakorlatilag valamennyi helyzet (hidraulikus elszigetelődés - kapcsolat) kezelésére. Azonban ahhoz, hogy e fogalom jelentőségét megértsük, történelmi kontextusban kell áttekintünk a fogalom kialakulását és a hidraulikus folytonosság mellett szóló érveket.

10.3.3 A hidraulikus folytonosság koncepciójának kialakulása

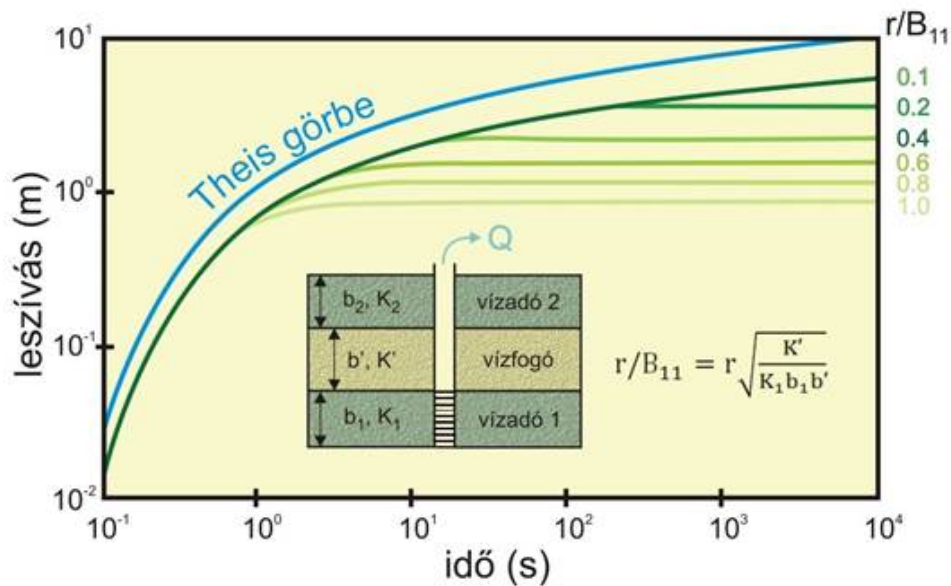
A hidraulikus folytonosságra vonatkozó jelenlegi ismereteink két, jellegében és céljában különböző, független, sőt egymásnak gyakran ellentmondó típusú hidraulikai vizsgálatcsoport: egyrészt a vízáradó rétegek és kutak (helyi próbászivattyúzási-), másrészt a medencék (regionális vízkészlet-) kutatása során alakultak ki. A fogalom kialakulása jól tükrözi a hidrogeológia tudományának mérnöki és természettudományos korai elszigetelt fejlődését (ld. 1. fejezet).

10.3.3.1 Vízartó/kút-hidraulikai alapon (helyi vizsgálatok, szivattyúpróbák)

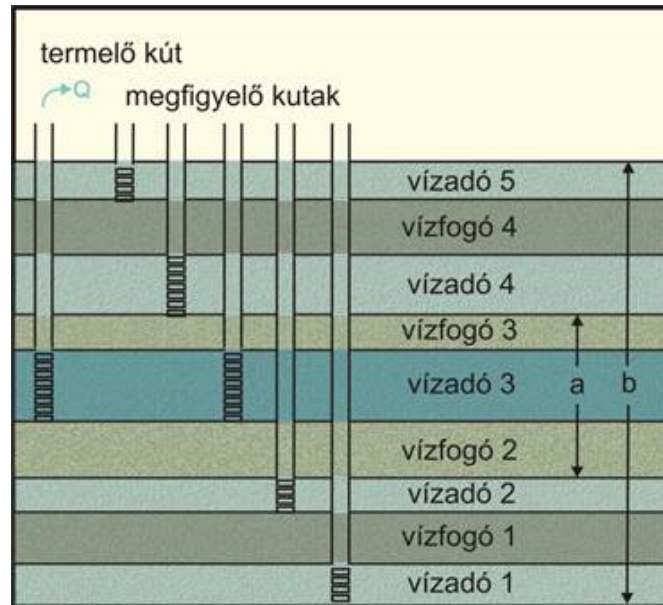
A vízadó rétegekre Chamberlin (1885) „Az artézi kutak szükséges és minősítő feltételei” című tanulmányában már megjegyezte: „Tökéletesen vízzáró rétegek nincsenek.” Ennek ellenére, a korai kúthidraulikai számításokban vagy nyílt talajvízfelszínt, vagy tökéletesen vízzáró fedőréteget tételeztek fel, mint például Thiem (1906), Theis (1935). A korábban vízzárónak feltételezett rétegeken keresztüli hidraulikai kapcsolatot csak azután vették figyelembe, miután Hantush és Jacob (1955) a Theis-féle nem-permanens egyenletet kiegészítette egy „átszivárgási” tényezővel, és így az „ideálisan zárt vízadó réteg” helyére a „többrétegű vízadó” lépett.

A fogalom általánosítása és pontosítása Neuman és Witherspoon (1971) nevéhez fűződik, akik számításaikban egyértelműen kimutatták a többrétegű vízadó rendszerek időtől függő hidraulikai viselkedését. Kétrétegű vízadó rendszer termelt rétegében a „rövid időértékek”-hez tartozó leszívás jó közelítéssel megegyezik az ideálisan zárt réteg feltételezésével számított értékekkel (10.5. ábra). Az ideálisan zárt állapottól való eltérés az idővel növekszik, és „nagy időértékek” esetén teljes hidraulikus összefüggés alakul ki és a víz a zárórétegen keresztül a nem termelt vízadóból is áramlik a kútba (10.6. ábra). Rövid időtartamú szivattyúzásnál a vízadó réteg „a” tökéletesen zártnak mutatkozik, a hosszúidejű leszívásokat figyelembe véve, a vízadó réteg „b” teljesen nyitott.

Ezeket az elméleti megfontolásokat később terepvizsgálattal a gyakorlatban is igazolták (Neuman és Witherspoon, 1972), amikor a hidraulikai válasz egy 4,9 méter vastag palarétegen keresztül közel 40 nappal a szivattyúzás megkezdése után jelentkezett (10.6. ábra). Következésképpen az, hogy az „a” és „b” rendszerek közül melyik tekintendő érvényesnek, elsősorban a próbaszivattyúzási és az észlelési időtartamok arányától függ.



10.5. ábra: Példa zárt vízadó réteg időtől függő relatív hidraulikai viselkedésére (Neuman és Witherspoon, 1971 nyomán).



10.6. ábra: Az „a” és „b” rétegzett tározórendszerek hidraulikus folytonossága rövid- és tartós próbaszivattyúzások alapján (Neuman és Witherspoon, 1972 nyomán).

10.3.3.2 Medence-hidraulikai alapon (regionális vízforrás vizsgálatok)

A medencék tulajdonságai alapján értelmezett hidraulikus folytonosságra a kőolajtároló képződményeken áthatoló vízmozgás tanulmányozása során Munn (1909) tett először utalást. „A rétegek vízzáróságát” ennek során „hagyományokon alapuló tévhit”-nek minősítette.

Az 1950-es évektől kezdődően a regionális vizsgálatok egyre inkább alátámasztották azt a megállapítást, hogy a hosszú idejű próbaszivattyúzások, regionális nyomáseloszlások, az egész medencére kiterjedő vízmérlegek és nagy léptékű áramlási modellek számszerű értékelése csak a regionális vízfogó képződményeket is magában foglaló folytonosság feltételezésével lehetséges. Walton (1960) mérései szerint például a Dél-Illinois medencében az egész rétegsor hidraulikailag „egyetlen vízadó”-ként viselkedett. Kolesov (1965) megállapította, hogy a Szibériában, Oroszországban és a Dnyeper-Donyec medencében mért több ezer potenciálérték könnyen érthetővé válik, ha „a teljes rétegsort egyetlen, hidraulikailag összekapcsolt rendszernek tekintik”. Francia hidrogeológusok (Albinet és Cottez, 1969; Astié et al., 1969; Margat, 1969) a piezometrikus nyomás eltéréseit több nagy kiterjedésű üledékes medencében (Párizsi-medence, Nyugati-Szahara, Aquitánia) értékelve megállapították, hogy áramlás az egyes vízadó rétegeket is elválasztó, vízzáró rétegeken keresztül is bekövetkezik. Arra a következtetésre jutottak, hogy ha az „átfolyás mesterségesen, szivattyúzással előidézhető, akkor az természetes potenciálkülönbségek hatására is szükségszerűen bekövetkezik”. A több mint 100 ezer km² kiterjedésű Aquitániai-medence (Franciaország) számszerű vízmérleg modellje segítségével Besbes et al. (1976) meghatározták a „vízzáró rétegek közvetítésével összefüggő nyolc fő vízadóréteg” hidraulikai jellemzőit. Végül Neuzil et al. (1984) numerikus szimulációval kimutatták, hogy a Dakota összletből ténylegesen kitermelt vízmennyiség és vízhozam csak a fedő Pierre Shale palán keresztüli átszivárgással magyarázható. Ahogy azt korábban már leírtuk, a palák regionális függőleges átteresztőképessége 10-1000-szerese a lokális átteresztőképességnek.

10.3.3.3 Próbaszivattyúzással meghatározott és a tényleges regionális transzmisszivitás-értékek konvergenciája

Az Alberta-i üledékes medence (Kanada) heterogén törmelékeny krétakori összleteiben a növekvő időtartamú próbaszivattyúzások alapján meghatározott transzmisszivitás értékek fokozatosan közeledtek a regionális talajvíz-ingadozások éves eloszlása alapján számított értékhez (Tóth, 1968, 1982). Az a tény, hogy ezek a transzmisszivitás értékek adott határértékhez tartanak, arra utal, hogy az egyes vízadó rétegeken keresztül kitermelt víz által jellemzett áramlási tartomány azonos azzal, amelyen a regionális áramlás a beszivárgási és kilépési területek között átáramlik, azaz, hogy a kőzetváz hidraulikailag folytonos.

10.3.4 A hidraulikus folytonosság bizonyítékai

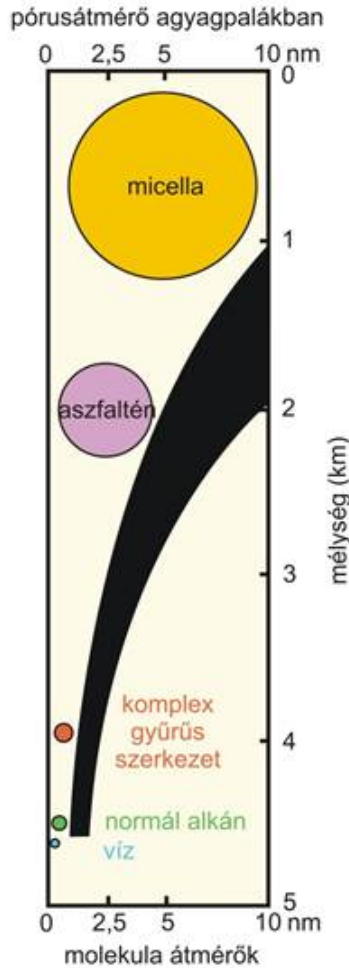
Az egyes vízáadó rétegek és a medencék hidraulikai jelenségei alapján leszűrt következtetéseken túlmenően (i) a kőzet permeabilitások mért/megfigyelt értékei, (ii) a folyadékmolekulák méretének és a pórusok átmérőjének viszonya (iii) a függőleges pórusnyomás gradiens értékek, és (iv) a pórusnyomás változás kőzetvázon keresztüli terjedése is a regionális hidraulikus folytonosság ténye mellett szólnak.

10.3.4.1 A kőzet permeabilitások mért, megfigyelt értékei

Brace (1980) arról számolt be, hogy minden kőzetben (talán az egyetlen tiszta halit kivételével), és valamennyi, a jelenlegi fúrési módszerekkel elérhető mélységben, mérhető hidraulikus vezetőképesség értékeket tapasztalt. A Swan Hills területen (Alberta, Kanada) tömör plasztikus és evaporit vízrekesztő rétegekben a függőleges hidraulikus vezetőképesség legalacsonyabb értékei Hitchon et al. (1989) szerint $7-9 \cdot 10^{-11}$ m/s nagyságrendűek voltak. Neuzil (1994) laboratóriumi körülmények közt mért hidraulikus vezetőképesség értékeket összegyűjtve szintén arra a következtetésre jutott, nincs olyan mélység, ahol megszűnik a kőzetek permeabilitása. Az általa ismert legalacsonyabb mért hidraulikus vezetőképesség értékék 10^{-16} m/s nagyságrendűek. Ráadásul 3-4 km alatti mélységben többféle kőzetben is megfigyelték már a permeabilitás (porozitás) növekedését a ridegség miatti töredezésre vagy abnormális pórusnyomás emelkedésre visszavezethetően. Mindennek köszönhetően, nagyaktivitású radioaktív hulladéklerakó kijelölés céljából egyetlen megbízhatóan vízzáró képződményt sem találtak még a világon.

10.3.4.2 Különböző folyadékmolekulák méretének és a pórusok átmérőjének viszonya

Tissot és Welte (1978) becslése szerint a kőzetek legkisebb (látszólagos) hézagmérete 4000 m mélységben 1 nm értékre csökken (10.7. ábra). Ugyanakkor a vízmolekula hatékony átmérője 0,32 nm. Feltételezhető tehát, hogy a vízmolekula képes áthaladni a legtömörebb pala szemcseközi hézagain, még akkor is, ha feltételezzük, hogy a hézagok falát mindkét oldalon egy-egy elmozdíthatatlan (kötött), egy vízmolekula vastag réteg vonja be.



10.7. ábra: Különböző folyadékmolekulák méretének és a pórusok átmérőjének viszonya (Tissot és Welte, 1978)

10.3.4.3 Függőleges pórusnyomás-gradiens értékek

A függőleges nyomásnövekedés üledékes medencékben általában közel hidrosztatikus (kismértékű dinamikai eredetű eltéréssel). Ez nem létezne, ha a pórusok között nem lenne kommunikáció, nyomáskiegyenlítőds. (A hidrosztatikus vertikális nyomás gradiens értelmezését ld.: 11. fejezetben.)

10.3.4.4 A pórusnyomás-változás terjedése a kőzetvázon keresztül

A pórusnyomás-változás terjedésének észlelési „problémájára” jó példa a Witherspoon és Neuman (1967) korábban már említett szivattyúpróbája. Egy potenciális gáztározó rezervoár vizsgálata során annak termeltetése mellett megfigyelték a rezervoárt fedő 4,9 m vastag agyagpala felett elhelyezkedő vízáadó réteget is. A szivattyúpróba eredményeként meghatározott permeabilitás érték: $k = 0,7 \cdot 10^{-4}$ md ($K \approx 0,7 \cdot 10^{-12}$ m/s) jó egyezést mutatott a magvizsgálatok eredményével: $k = 1,8 \cdot 10^{-4}$ md ($K \approx 1,8 \cdot 10^{-12}$ m/s). A szivattyúzás kezdetét követő kb. 40. napon pedig leszívás kezdett mutatkozni a felső vízáadó megfigyelő kútjában is (10.8. ábra). Tehát késleltetve bár, de jelentkezett a víztermelés hatása a felső, nem szivattyúzott vízáadóban is. Olyannyira, hogy annak vízszint csökkenése 20 nappal a szivattyúzás befejezése után is folytatódott, és csak 45 nappal később kezdődött meg a visszatöltődés.



10.8. ábra: Észlelt vízszintváltozások egy vékony „zárókőzet” feletti vízadóban, a vízrekesztő alatti vízadó szivattyúzása során (Witherspoon és Neuman, 1967 nyomán)

Említhetünk azonban egy hazai példát is. A Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójában az 1951-1990 közötti szén- és bauxitbányászat érdekében mesterségesen kialakított depressziós tölcser (leszívás) terjedésének fizikai alapjait korábban már tárgyaltuk. Ebben a fejezetben azt kell kiemeljük, hogy az utánpótlódást mintegy 60%-kal meghaladó vízkivétel (a maximális karsztvízszint süllyedés a vízkivételi helyek közelében meghaladta a 100 métert is) hatása a hidraulikus folytonosság révén fejthette ki hatását a Dunántúli-középhegység területén, Hévíztől Budapestig, mintegy 10000 km²-en (Mádlné Szőnyi 1996). Az 1990-es évektől megszűntek, illetve csökkentek a bányászati víztelnitések, ezért megindulhatott a karsztvízkészletek regenerálódása. Azonban még legalább tíz-tizenöt év kell az új egyensúlyi állapot kialakulásáig. A víztermelés csökkenésének kimutatható hatása elsősorban a vízszintek, és a nyomások jelentős emelkedésében, az alacsonyabb szinteken fakadó forrásoknál a hozamok növekedésében, illetve egyes körzetekben, például Tata térségében néhány forrás újbóli megindulásában mutatkozott.

10.3.5 A hidraulikus folytonosság következményei

A köztváz hidraulikus folytonosságának fő természeti következményei (i) a kiterjedt felszín alatti vízáramrendszerek létezése, (ii) az anyag és hő vízáramrendszerektől függő eloszlása a felszín alatt, valamint (iii) a különböző medencerészek hidraulikai összefüggése. Ezek részletes bemutatása, tárgyalása a következő, 11. fejezetekben olvasható.

Érdekes azonban itt hangsúlyozni a hidraulikus folytonosság azon elvi következményét, hogy hozzájárult ahhoz, hogy a hidrogeológia fejlődéstörténetében túllépjünk az “artézi paradigmán” (Mádlné Szőnyi 2013). Mint ahogyan korábban utaltunk rá, az artézi szó két vízzáró réteg közötti vízvezető rétegben tárolt vizet jelent, a föld felszíne fölé emelkedő vízszinttel. A hidrogeológiában ez volt az első egységes – empirikusan levezetett – paradigma, az „artézi mechanizmus”, mely a mélyfúrásos feltárásnak köszönhetően született meg. Fogalom rendszere szerint a talajvíz a legfelső vízzáró réteg fölött helyezkedik el és a csapadékból pótlódik. A rétegvíz két vízzáró réteg közötti vízvezető (permeabilis) rétegben tárolt vizet jelenti. A rétegvíz a réteg kibukkanásánál pótlódik a csapadékvízből. Amennyiben lefúrunk egy rétegvíz tartóig, a kútban olyan magasra emelkedik a víz, amilyen magasra a réteg utánpótlódási területén található. Ha ez a felszín fölé szökő vizet ad, akkor artézi vízről beszélünk. Ez a nézetrendszer és mechanizmus azonban a hidraulikus folytonosság felismerésével túlhaladottá vált. Mivel nem létezik impermeabilis (tökéletesen vízzáró) kőzet, így nem beszélhetünk sem artézi mechanizmusról, sem elkülönült talaj és rétegvízről. Ugyanakkor az artézi víz fogalom abban az értelemben, ahogyan azt a felszín fölé szökő vizet adó kutakra használjuk, ma is megállja a helyét.

10.4 Ellenőrző kérdések

1. kérdés: Melyek a hidraulikus folytonosságot gyakran elfedő tényezők?

Válasz: túl nagy távolság, túl rövid megfigyelési időtartam, nagy kontraszt a vizek kémiai, és/vagy izotóp összetételében, hőmérsékletében, korában

2. kérdés: Melyek a hidraulikus folytonosság mellett szóló bizonyítékok?

Válasz: a kőzet permeabilitások mért, megfigyelt értékei; különböző folyadék-molekulák méretének és a pórusok átmérőjének viszonya; függőleges pórusnyomás-gradiens értékek; a pórusnyomás-változás terjedése a kőzetvázon keresztül

10.5 A fejezetben felhasznált irodalmak

Albinet, N., Cottez, S. 1969: Utilization et interprétation des cartes de différences de pression entre nappes superposées. Chronique d'Hydrogéologie de BRGM, Paris, No. 12, pp. 43-48.

Astié, H., Bellegard, R., Bourgeois, M. 1969: Contribution à l'étude des différences piézométriques entre plusieurs aquifères superposés. Application aux nappes du tertiaire de la Gironde. Chronique d'Hydrogéologie de BRGM, Paris, No. 12, pp. 49-59.

Besbes, M., de Marsilly, G., Plaud, M. 1976: Bilan des eaux souterraines dans le bassin Aquitain. In: Memoires XI. International Association of Hydrogeologists, Budapest, pp. 294-304.

Brace, W. F., 1980: Permeability of crystalline and argillaceous rocks. Int. J. of Rock Mech. Min. Sci. and Geochem. Abst. 17:241-251.

Bredehoeft, J. D., Neuzil, C. E., Milly, P. C. D. 1983: Regional flow in the Dakota Aquifer: A study of the role of confining layers. US Geological Survey Water Supply Paper 2237:1-45.

Chamberlin, T. C. 1885: The requisite and qualifying conditions of artesian wells. In: US Geological Survey 5th Annual Report, pp. 125-173.

Fetter, C. W. 1994: Applied Hydrogeology. MacMillan College Publishing Company, Inc., New York, pp. 82.

Hantush, M. S., Jacob, C. E. 1955: Nonsteady radial flow in an infinite leaky aquifer. Trans American Geophysical Union 36:95-100.

Hitchon, B., Sauveplane, C. M., Bachu, S., Koster, E. H., Lytviak, A. 1989: Hydrogeology of the Swan Hills area, Alberta, Evaluation for deep waste water injection. Alberta Research Council Bulletin 58, 79 p.

Hubbert, M. K. 1940: The theory of ground-water motion. The Journal of Geology 48:785-944.

Király, L. 1975: Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger, A., Dubertret, L. (eds.) Hydrogeology of karstic terrains. IAH, International Union of Geological Sciences, Series B, 3, pp. 53-67.

Kolesov, G. D. 1965: On the question of artesian feeding of rivers. Soviet Hydrology, Selected Papers, No. 3., pp. 195-203.

Mádlné Szőnyi, J. 1996: Vízirtó rendszerek sérülékenységi vizsgálata. Elméleti háttér és gyakorlat PhD Dolgozat, ELTE, Budapest, p. 138.

Mádlné Szőnyi, J. 2013: „Lépünk túl az artézi paradigmán – a vízgazdálkodásban is!” A Hidrogeológusok Nemzetközi Szövetsége Regionális Felszín Alatti Vízáramlási Bizottsága „üzenete”. - MTA Multidiszciplináris Vízkonferencia, Budapest, 2013. május 15-16.

Margat, J. 1969: Remarques sur la signification des surfaces piézométriques des nappes captives. Chronique d'Hydrogéologie de BRGM, Paris, No. 12, pp. 13-17.

Meinzer, O. E. 1923: The occurrence of groundwater in the United States, with a discussion of principles. US Geological Survey Water Supply Paper 489.

Munn, M. J. 1909: The anticlinal and hydraulic theories of oil and gas accumulation. Economic Geology 4(6): 509-529.

- Neuman, S. P., Witherspoon, P. A. 1971: Transient flow of groundwater to wells in multiple-aquifer systems. In: Bulletin No. 63-4, Aquitards in the coastal groundwater basin of Oxnard Plain, Ventura County, Department of Water Resources, State of California, Sacramento, Appendix A, pp. 159-359.
- Neuman, S. P., Witherspoon, P. A. 1972: Field determination of the hydraulic properties of leaky multiple-aquifer systems. *Water Resources Research*, v. 8., pp. 1284-1298.
- Neuzil, C. E. 1993: Low fluid pressure within the Pierre Shale 2: A transient response to erosion. *Water Resources Research* 29(7):2007-2020.
- Neuzil, C. E. 1994: How permeable are clays and shales? *Water Resources Research* 30(2):145-150.
- Neuzil, C. E., Bredehoeft, J. D., Wolff, R. G. 1984: Leakage and fracture permeability in the Cretaceous shales confining the Dakota Aquifer in South Dakota. In Jorgensen, D. G., Signar, D. C. (eds.) C. V. Theis Conference on Geohydrology, First, Geohydrology of the Dakota Aquifer, Proceedings. Worthington, Ohio, 1984, National Water Well Association and US Geological Survey, pp. 113-120.
- Theis, C. V. 1935: The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 2., pp. 519-524.
- Thiem, G. 1906: *Hydrologische Methoden*. Leipzig, Gebhardt, 56 p.
- Tissot, B. P., Welte, D. H. 1978: *Petroleum formation and occurrence*. Springer-Verlag, New York, 538 p.
- Tóth, J. 1968: A hydrogeological study of the Three Hills area, Alberta. *Research Council of Alberta Bulletin* 24, 117 p.
- Tóth, J. 1982: First approximation of groundwater basin parameters and resources from rudimentary water level observations in a prairie environment. In: National Hydrogeological Conference, Second, Winnipeg, 1982, Proceedings. International Association of Hydrogeologists, Canadian National Chapter, pp. 28-39.
- Tóth, J. 1995: Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal* 3(4):4-16.
- Walton, W. C. 1960: Leaky artesian aquifer conditions in Illinois. *Illinois Water Survey Report of Investigations* 39, 27 p.
- Witherspoon, P. A., Neuman, S. P. 1967: Evaluating a slightly permeable caprock in aquifer gas storage I Caprock of infinite thickness. *Trans. Soc. Pet. Eng. AIME* 240:949-955.

11. fejezet - Stacioner vízáramlás vízgyűjtő medencékben

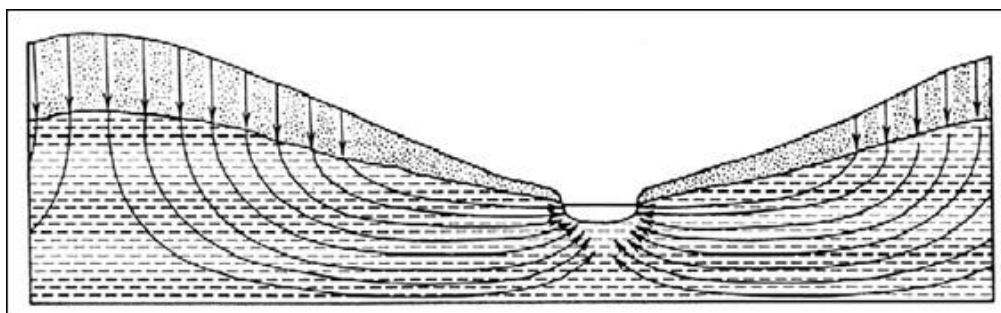
A kiterjedt medencebeli felszín alatti vízáramlási rendszerek létezése a 10. fejezetből megismert hidraulikus folytonosság egyik meghatározó természeti következménye.

A regionális vízáramlási rendszerek megértésével célunk a kutakban és egyéb hidrogeológiai szituációkban végzett megfigyelések értelmezése, és előrejelzés lehet. Három tanulmányozási módszer terjedt el a hidrogeológiai gyakorlatban: (i) matematikai modellezés, (ii) folyadék dinamikai paraméterek terepi mérése kutakban, (iii) áramlás okozta természeti jelenségek térképezése. A folyadék dinamikai paraméterek megjelenítésének három alapvető módja van: (1) $h(x,y)$ potenciometrikus térkép, (2) $h(z,s)$ potenciál szelvény, (3) $p(d)$ vagy $p(z)$ [$p(x,y,z)$] nyomás vs. mélység vagy nyomás vs. eleváció profilok. A folyadék dinamikai paraméterek megjelenítésének első két módszerével már találkoztunk a 8. fejezetben.

A vízgyűjtő medencékben zajló regionális vízáramlások tanulmányozása során azt az elvet követjük, hogy az egyszerű, csak elvi szinten létező elméleti medencétől (egységmedence) haladunk az összetettebb (kis vízgyűjtő medence) áramképe felé annak érdekében, hogy később, az összetett valódi medencék áramképét is megérthessük.

11.1 Történeti háttér

Elsőként Franklin H. King (1899) ismerte fel, hogy a talajvíztükör nagyjából követi a topográfiát, ez alapján feltételezte, hogy a felszín alatti vizek a topográfiai magaslatoktól a mélyedések felé áramlanak (11.1. ábra). A vízmozgást fenntartó dinamikai mechanizmusként a csapadék utánpótlást jelölte meg.



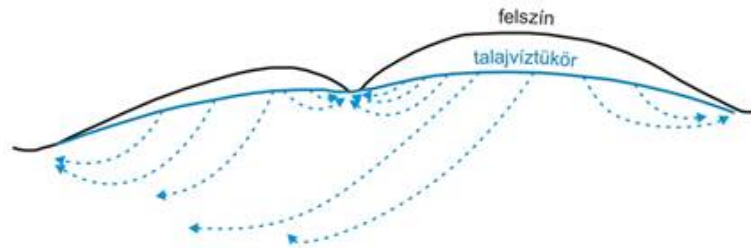
11.1. ábra: King (1899) áramlási rendszere a topográfiát követő talajvíztükörrel

Komplex, hierarchikus eloszlású felszín alatti vízáramlási rendszerrel elsők között Paul F.J. Fourmarier (1939) írt. A 11.2. ábra áramképén a fő vízválasztó és völgy között egy kis almedence – a mai szóhasználatnál elve – helyi, lokális áramlási rendszereket generál mindkét oldalon.

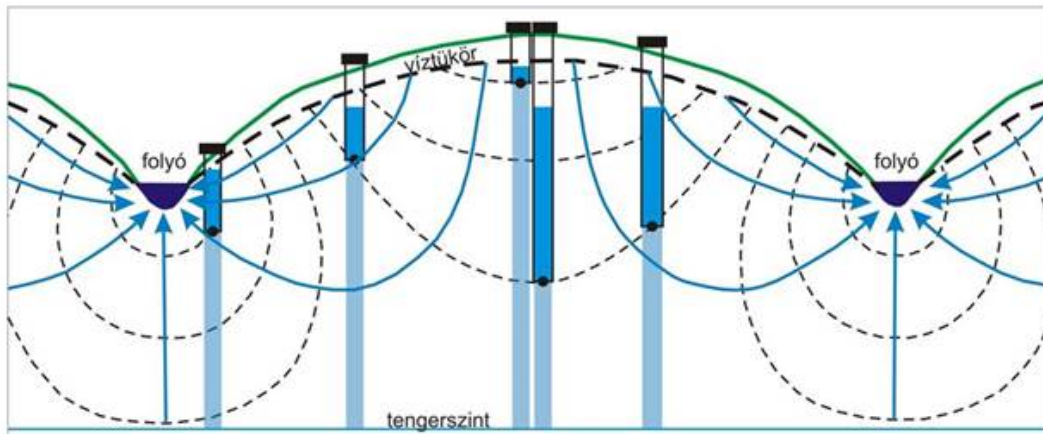
King (1899) és Fourmarier (1939) áramlási rendszerei egyaránt koncepcionális modellek. Az elméleti és kvalitatív megfontolások korszakát lezárva, M. King Hubbert (1940) helyezte elsőként szigorúan fizikai-matematikai alapokra a felszín alatti vízáramlási rendszerek vizsgálatát. „*The Theory of Ground-Water Motion*” című 1940-es klasszikus tanulmányában Hubbert vezette be a folyadék potenciál (Φ) fogalmát, valamint annak összefüggését a nyomás gradienssel és a megfigyelési pont tengerszint feletti magasságával (eleváció, z)

$$(\Phi = gh = gz + p/\rho)$$

. Ezáltal az áramtér kiszámíthatóvá, modellezhetővé vált a hajtóerő (például $gradh$) és a közeg hidraulikus vezetőképessége alapján (ld.: Darcy-törvény). Ettől kezdve a medence léptékű áramlási mintázatok, – határérték problémák megoldásaként – matematikailag előállíthatóvá váltak. Hubbert (1940) áramképét a 11.3. ábra mutatja. Ezen a vízválasztók és fő völgyek alatt húzódó függőleges szimmetria tengelyek impermeabilis határt képeznek, míg az áramteret alulról egy impermeabilis aljzat zárja le. King (1899) nyomán a talajvíztükör Hubbert-nél (1940) is a topográfiát követi, a megcsapolódás pedig a völgyekben koncentrálódik.



11.2. ábra: Fourmarier (1939) komplex áramlási rendszere



11.3. ábra: Hubbert (1940) áramlási rendszere a topográfiát követő talajvíztükörrel és a völgyekben zajló megcsapolódással

A Hubbert (1940) által rekonstruált áramkép egészen az 1960-as évek elejéig elfogadott volt. A magyar származású geofizikus, Tóth József a kanadai Alberta tartományban végzett hidrogeológiai kutatása során szintén ebből a tanulmányból indult ki és arra a felismerésre jutott, hogy a völgytalpakon futó patakok vízhozama megmagyarázhatatlanul alacsony az utánpótlódási terület nagyságához és a csapadék mennyiségéhez képest. Ennek okait kutatva rájött, hogy Hubbert áramlási rendszerében a völgyben összetartó áramvonalak nem a matematikai megoldás eredményei, hanem a kiindulási feltételek részét képezik. Ezt követően Tóth (1962) analitikusan (ténylegesen) megoldotta a Laplace-egyenletet egy egyszerű geometriájú és lineárisan lejtő térfelszínű medencére. Ehhez úgy módosította Hubbert (1940) határérték problémáját a felső határ mentén, hogy a talajvíztükör ne csak nagyjából kövesse a felszíni topográfiát, hanem azzal pontosan essen egybe (hidraulikus emelkedési magasságok a felszínen egyezzenek meg a felszín elevációjával, $h=z$). Ennek eredményeként már nem csak a völgyben koncentrált a megcsapolódás, hanem a medence teljes alsó szakaszán jelentkezett. Az új határérték probléma analitikus megoldásaként létrejött áramképet pedig egységmedencének (*unit basin*) nevezte el (Tóth, 1962).

A következő lépésben az egységmedence lineárisan lejtő felszínét egy a valósághoz közelebb álló, szinuszoidális felszínnel helyettesítve Tóth (1963) analitikus megoldását adta egy elméleti kis vízgyűjtő medence (*composite basin*) áramlási rendszerének is.

11.2 Az egységmedence

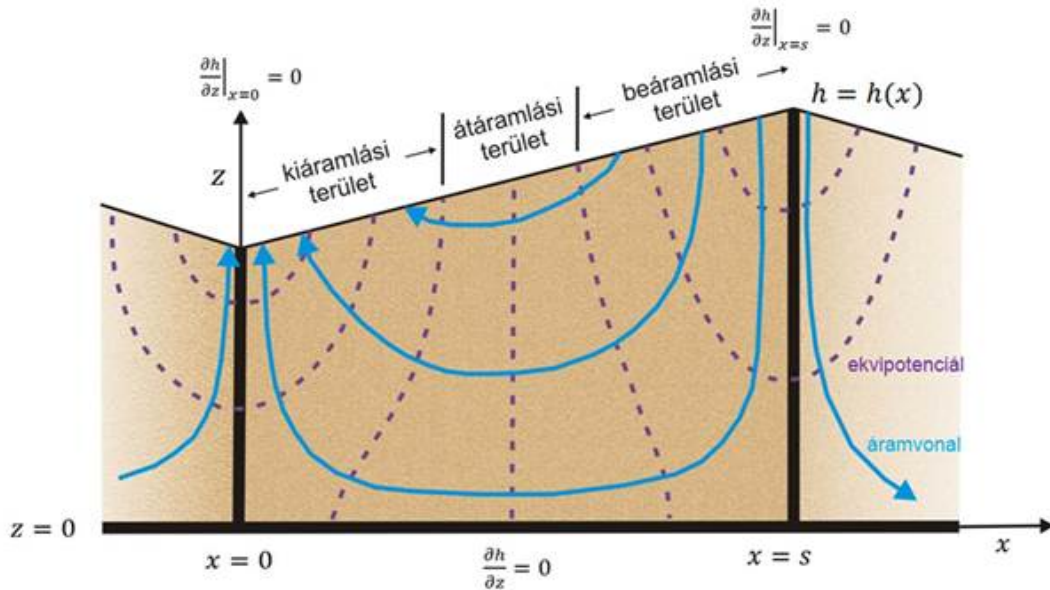
11.2.1 Az egységmedence alapvető tulajdonságai

Elsőként ismerkedjünk meg az egységmedence áramképével. Az egységmedence (11.4. ábra) definíció szerint a földkéreg geometriailag lehatárolt háromdimenziós blokkja, amely az alábbi tulajdonságokkal jellemezhető:

- A kőzetváz hidraulikus vezetőképessége homogén és izotróp.
- A felszínét vizsgálva tengelyesen szimmetrikus topográfiai mélyedés.

- Vízszintje a talajvíztükör, lineárisan emelkedik a völgyfenéktől a vízválasztóig.
- Áramképe stacioner.
- Alulról egy ténylegesen impermeábilis horizontális réteg határolja.
- Oldalról függőleges síkok határolják a vízválasztó és a fővölgy alatt. Ezeken keresztül nincs áramlás a geometriai okok miatt fennálló szimmetria következtében.

Mindebből következően az egységmedence kétdimenzióban kezelhető ha a völgyszárny lejtése (transzverzális lejtés) nagymértékben meghaladja a longitudinális lejtést.



11.4. ábra: Az egységmedence és áramképe (Tóth, 1962 nyomán)

A (impermeabilis) határfeltételek a medence két oldalán és alján tehát a következők:

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{x=0} = \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{x=s} = \left(\frac{\partial h}{\partial z}\right)_{z=0} = 0 \quad (11.1)$$

A felső határt a talajvíztükör képezi:

$$h_{wt} = z_{wt} \quad (11.2)$$

Másként fogalmazva a víztükör szintjében a hidraulikus emelkedési magasság megegyezik a víztükör elevációjával.

A 11.4. ábra az egységmedence áramképét mutatja. Az áramkép az ekvipotenciálok és az áramvonalak együttese. Az ekvipotenciálértékek – a matematikailag is megfogalmazott határfeltételek (11.1. és 11.2. egyenlet) mellett – a Laplace-egyenlet alapján számítottak.

Felmerül azonban a kérdés, hogy medence méretekben beszélhetünk-e stacioner áramlásról? E kérdést már a 8. fejezetben is érintettük. Három feltétel van, melynek fennállása ezt valóban lehetővé teszi (8.1. ábra):

1. Ha a hidraulikus emelkedési magasság időben állandó ($h = \text{konstans}$)
2. Ha a problémánk megengedi, hogy átlagértékekkel számoljunk
3. Ha a vizsgált probléma teljes időtartama (Δt) alatt, a hidraulikus emelkedési magasság változás (Δh) belefér a vizsgált probléma hibahatárába

Az egységmedence áramképéből kitűnik, (11.4. ábra), hogy az egységmedencében egy áramlási rendszer fejlődik ki. Az áramlási rendszer definíció szerint áramvonalak készlete, amely bármelyik pontjában két szomszédos áramvonal szomszédos marad a rendszer egészén keresztül. Az egységmedencén belül három különböző hidraulikai rezsimmegjellegű területet és medencerészt különíthetünk el: beáramlási (utánpótlódási) területeket, átáramlási területeket, és kiáramlási (megcsapolódási) területeket, illetve medencerészeket. Mindezek értelmezéséhez szükséges a felszín alatti vízreztim vagy hidraulikai reztim definiálása: egy adott földtani régióhoz tartozó felszín alatti vizek térbeli összefüggő tartománya az összes, a vizekhez kapcsolódó jelenséggel együtt. A be-, át- és kiáramlási területek a medence hidraulikus középvonalához képest rendre lejtésirányban felfelé, szomszédosan, és lejtésirányban lefelé helyezkednek el. Az egységmedencében be- (R) és kiáramlási (D) területek aránya $R/D \approx 1$.

11.2.2 Hidrodinamikai paraméterek az egységmedencében

A hidraulikus emelkedési magasság (h) a be-, át- és kiáramlási területeken a mélységgel rendre csökken, konstans (nem stagnálást jelent, hanem vízszintes irányú vízmozgást!), illetve nő. A kiáramlási területeken tehát artézi viszonyok homogén egységmedencében is kialakulnak. Ez a mélységgel növekvő h és nem pedig a vízzáró rétegek jelenlétének következménye! A Darcy-törvényből következően a hidraulikus gradiens (gradh) vertikális komponense éppen ellentétes, azaz beáramlási területen pozitív (felfelé mutat), kiáramlási területen pedig negatív (lefelé mutat) (11.4. ábra). Mivel a vízmozgást a vízszintkülönbségekben megmutató energiakülönbségek generálják, ezért a fluxusok is szisztematikus eltéréseket mutatnak a különféle rezsimmegjellegű területeken. A felszín alatti vízáramlás ennek megfelelően a be-, át- és kiáramlási területeken a talajvíztükörhöz képest rendre lefelé, vízszintesen (laterálisan), és felfelé irányul. Az áramlási intenzitás (q) vertikális komponense tehát beáramlási területen negatív (lefele irányul), átáramlási területen nulla, kiáramlási területen pedig pozitív (felfele irányul). Ugyanakkor az áramlási intenzitás (q) a mélységgel és az átáramlási területtől távolodva csökken, így az áramtér alsó sarkaiban „kvázi stagnáló” zónák alakulnak ki.

A hidraulikus emelkedési magasság (\square folyadék potenciál) térbeli eloszlásának fizikai jelentése az ekvipotenciális vonalak értelmezésével jeleníthető meg (ld. még 7. fejezet). Ezek szerint h értéke bármely pontban egy adott ekvipotenciál (h_i) mentén megegyezik a talajvíztükör elevációjával (tengerszint feletti magasságával) azon a ponton, ahol azt az ekvipotenciál keresztezi: $h_i = h_{wt} = z_0$. Következésképpen, a víz az adott ekvipotenciál bármely pontjából olyan magasságba emelkedne, amelyben az adott ekvipotenciál a talajvíztükört metszi.

Oldalirányban (laterálisan) a hidraulikus emelkedési magasság csökken a beáramlási területtől a kiáramlási terület felé az x tengely mentén. Laterálisan ismétlődő szimmetrikus medencék térképi nézetében ez úgy mutatkozna meg, hogy a vízválasztókon potenciál maximumokat látnánk, amelyekről az áramlások divergálnak, míg a fő völgyekben potenciál minimumokat és összetartó áramlásokat figyelhetnénk meg.

A nyomás viszonyokat tekintve, fejezzük ki először a nyomást (p) a hidraulikus emelkedési magasság (h), a folyadéksűrűség (ρ), a gravitációs állandó (g) és a vonatkoztatási pont elevációja (z) ismeretében:

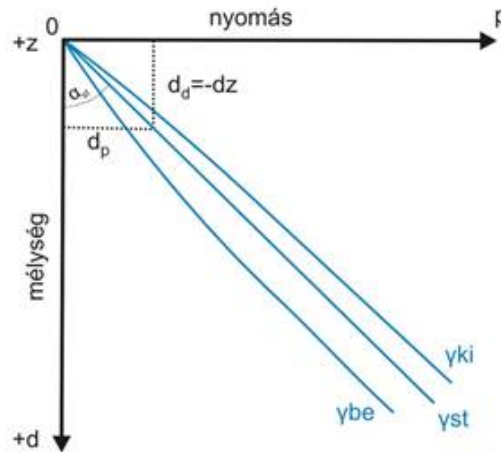
$$p = \rho g(h - z) = \rho g \Psi \quad (11.3)$$

ahol Ψ [L] a nyomásemelkedési magasság. Ideális, hidrosztatikus állapotban a nyomásemelkedési magasság (Ψ_{st}) megegyezik a mérési pont talajvíztükörhöz viszonyított mélységével (d): $\Psi_{st} = d$. Beáramlási területen a tényleges, dinamikus Ψ_{din} a d mélységnél kisebb, ebből következően: $\Psi_{be} < \Psi_{st}$, kiáramlási területen pedig nagyobb: $\Psi_{ki} > \Psi_{st}$. Átáramlási területen viszont valóban hidrosztatikus körülményeket tapasztalhatunk (az áramlásnak nincs vertikális irányú komponense), így $\Psi_{át} = \Psi_{st} = d$.

Definiáljuk a vertikális nyomás gradienst is (γ), ami a nyomás mélységgel való változását írja le, grafikusán pedig a gradiens meredekségével ($\tan \alpha$) egyenlő (11.5. ábra):

$$\gamma = \frac{dp}{dd} = -\frac{dp}{dz} = \tan \alpha \quad (11.4)$$

ahol a negatív előjel arra utal, hogy míg a mélység (d) lefelé pozitív, addig az eleváció (z) lefelé negatív értéket vesz fel.



11.5. ábra: Nyomás vs. mélység vagy eleváció [p(d) vagy p(z)] profil

Hidroztatikus esetben:

$$p_{st} = \rho g \Psi_{st} = \rho g d \quad (11.5)$$

ezt a 11.4. egyenletbe helyettesítve meghatározható a hidroztatikus vertikális nyomás gradiens (γ_{st}):

$$\gamma_{st} = \frac{dp_{st}}{dd} = \rho g \left(\frac{dd}{dd} \right) = \rho g \quad (11.6)$$

Ezek szerint a statikus függőleges nyomásváltozás az adott folyadék fajsúlyával (ρg) egyenlő, illetve mivel g állandó, csak a folyadék sűrűségétől függ.

Átáramlási területen tehát, ahol $\Psi_{st} = \Psi_{st} = d$, ott a dinamikus vertikális nyomás gradiens hidroztatikus: $\gamma_{st} = \gamma_{st}$, azaz nincs függőleges irányú áramlási komponens (11.5. ábra). Másként fogalmazva, a pórusnyomás hidroztatikus állapot fennállása esetén a mérési pont talajvíztükör alatti mélysége növekedésének megfelelően nő. Ezzel szemben beáramlási területen, mivel $\Psi_{be} < \Psi_{st}$, ezért a vertikális nyomás gradiens kisebb a hidroztatikusnál (szubhidroztatikus): $\gamma_{be} < \gamma_{st}$ (11.5. ábra). Végül kiáramlási területen, mivel $\Psi_{ki} > \Psi_{st}$, ezért a vertikális nyomás gradiens nagyobb a hidroztatikusnál (szuperhidroztatikus): $\gamma_{ki} > \gamma_{st}$ (11.5. ábra). A hidroztatikus nyomásgradienstől való eltérést azonban nem a tényleges fajsúlykülönbség, hanem a folyadék mozgása, azaz beáramlási területen leáramlása, kiáramlási területen pedig a feláramlása idézi elő. Más szóval, a vertikális nyomás gradiens ismeretében meghatározható a folyadékok függőleges áramlási komponensének iránya (fel/le/nulla).

11.3 Kis vízgyűjtő vagy összetett medence

A medencehidraulikai vizsgálatok következő alapegysége: a kis vízgyűjtő medence, mely még mindig kevésbé komplikált topográfiai és geológiai tekintetben. A szomszédos kismedencék vízmozgásának megértése azonban hozzásegít a belőlük felépülő nagymedencék analíziséhez.

11.3.1 A kis vízgyűjtő medence alapvető tulajdonságai

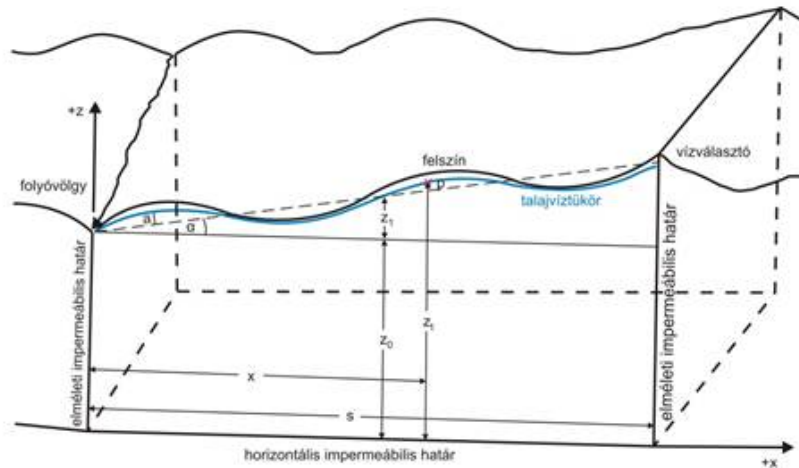
A kis vízgyűjtő medence (11.6. ábra) definíció szerint a földkéreg geometriailag lehatárolt háromdimenziós blokkja, amely az alábbi tulajdonságokkal jellemezhető:

- topográfiai magaspontokkal (felszíni vízválasztóval) határolt terület
- legalacsonyabb részeit felszíni víztest (pl. folyó) foglalja el
- fiziográfiai viszonyai hasonlóak a teljes területén

- területe maximum néhány száz km²

A matematikai feltételek a következők:

- a völgyet szögletes területtel határolja, alulról pedig horizontális impermeábilis határa van (ez alatti vizek nem interferálnak a medence vizével)
- két függőleges impermeábilis határ található vertikálisan a folyóvölgynél és a fő vízválasztónál (a felszíni megcsapolási mintázat szimmetriája esetén fogadható el)
- a folyadékpotenciál a felszínen azonos a vízzinttel $h_{wt}=z_{wt}$ (3^o vagy kisebb lejtésnél teljesül)
- a medence topográfija szinuszos függvénnyel írható le (különbség az egységmedencéhez képest) a természetes felszíni emelkedéseket és süllyedéseket leképezendő – a vízszint ezt többé-kevésbé követi
- a medence földtani viszonyai homogének és izotrópok
- a probléma két dimenziósan kezelhető, mivel kis medencében a völgyzárny lejtése nagymértékben meghaladja a longitudinális lejtést



11.6. ábra: Kis vízgyűjtő medence (Tóth, 1963 nyomán)

Az (impermeábilis) határfeltételek a medence két oldalán és alján tehát ugyanazok, mint az egységmedencénél:

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{x=0} = \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{x=s} = \left(\frac{\partial h}{\partial z}\right)_{z=0} = 0 \quad (11.7)$$

A felső határ továbbra is a talajvíztükör, annak meghatározása azonban a fent leírtak szerint módosul:

$$h_{wt} = z_{wt} = z_0 + cx + a \sin(bx) \quad (11.8)$$

ahol z_0 a medence legmélyebb pontjának magassága, $c = \tan \alpha$, α a regionális dőlés, x a völgyzárnytól mért távolság, a az amplitúdó, b a hullámhossz.

Ezen határfeltételek mellett a Laplace-egyenlet megoldása (Tóth, 1963):

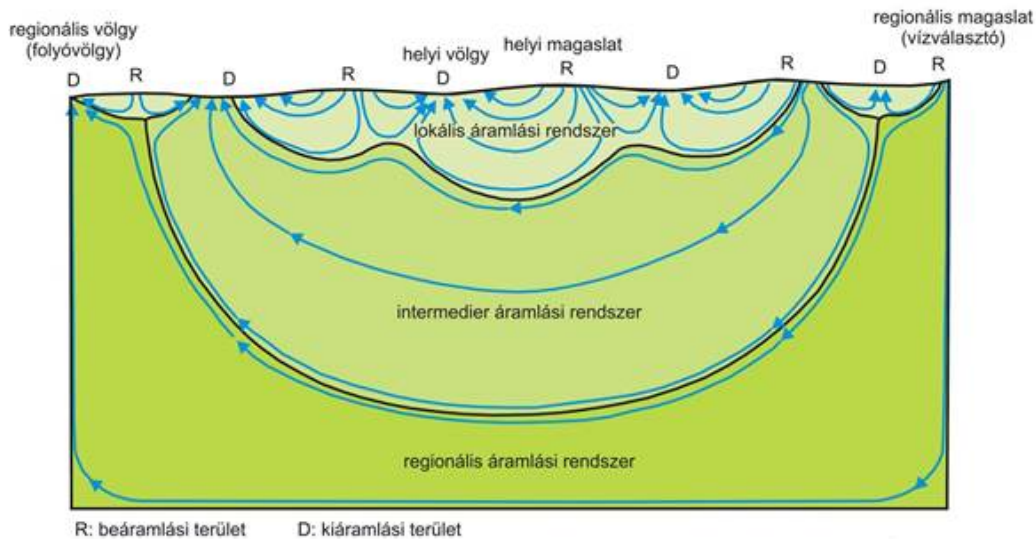
$$h = z_0 + \frac{cS}{2} - \frac{4cS}{\pi^2} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{\cos(2m+1)\pi \frac{x}{3} \cosh(2m+1)\pi \frac{z}{S}}{(2m+1)^2 \pi \cosh(2m+1)\pi \frac{z_0}{S}} \quad (11.9)$$

ahol S a medence félszélessége, $m=1,2,3,\dots,\infty$.

11.3.2 Áramlási rendszerek és hidraulikai rezsimjeik összetett medencékben

A 11.9. egyenlet analitikus megoldásával kapott áramképen hierarchikusan fészkelte áramlási rendszerek rajzolódnak ki a kis vízgyűjtő medencében (11.7. ábra). Ezek három, különböző léptékű típusa:

- helyi (lokális) áramlási rendszer, melynek topográfiai magaslatához kötődő be- és topográfiai mélyedéshez kötődő kiáramlási területe szomszédos
- köztes (intermedier) áramlási rendszer (már relatíve kis mélységű medencében is előfordul), melynek be és kiáramlási területei nem a legmagasabb és legalacsonyabb fekvésű területet foglalják el, viszont közöttük egy vagy több topográfiai magaslat és mélyedés is előfordul
- regionális áramlási rendszer, melynek beáramlási területe a vízválasztón, kiáramlási területe pedig a medence legalacsonyabb fekvésű területén található



11.7. ábra: Kis vízgyűjtő medence áramképe (az ekvipotenciálok nem kerültek megjelenítésre, csak az áramvonalak) (Tóth, 1963 nyomán)

Az összetett medence áramképét 2010-ben kisminta kísérlettel is sikerrel rekonstruálták laboratóriumban a Wuhan-i Egyetemen, Kínában (Liang et al., 2010) (11.8. ábra).

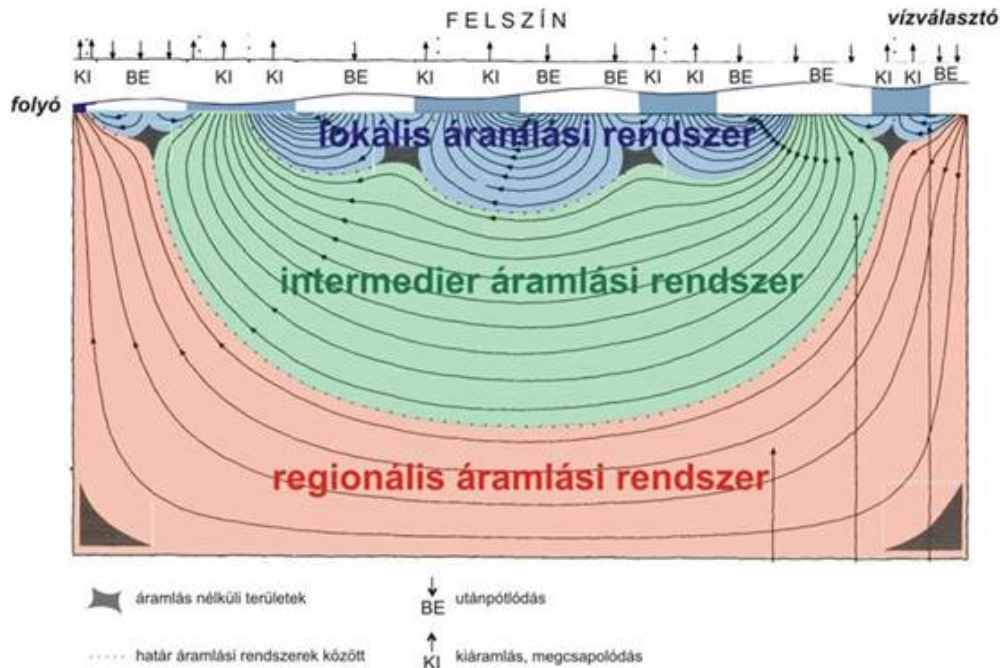


11.8. ábra (animáció): Kis vízgyűjtő medencében kialakuló áramkép (Liang et al., 2010)

Az egyes rendszerek behatolási mélysége a lokális domborzat és regionális lejtés relatív mértékétől függ. Homogén kőzetvázban, néhány 10 méteres regionális szintkülönbségekkel például az ~1000 métert is meghaladhatja viszonylag jó vízvezető közegben. Ugyanakkor az ekvipotenciálok távolságának növekedése a mélységgel csökkenő áramlási intenzitásra utal, azaz a vizek tartózkodási ideje nő a lokálistól a regionális rendszerig.

Az egységmedencénél bemutatott különböző rezsímjellegű területek (be-, át- és kiáramlási területek) természetesen a kis vízgyűjtő vagy összetett medencében is megtalálhatók, de annak egész felszíni területén egymással váltakozva (11.9. ábra). Ennek eredményeként egyrészt különböző hidraulikai rezsímjellegű területek mozaikos szerkezetben helyezkednek el a földfelszínen. Másrészt, egy adott területen beszivárgó vizek különböző kiáramlási területeken is megcsapolódhatnak, illetve fordítva, egymás mellett (legfeljebb diffúzióval és/vagy diszperzióval keveredve) megcsapolódó vizek a medence különböző területein szivároghattak be.

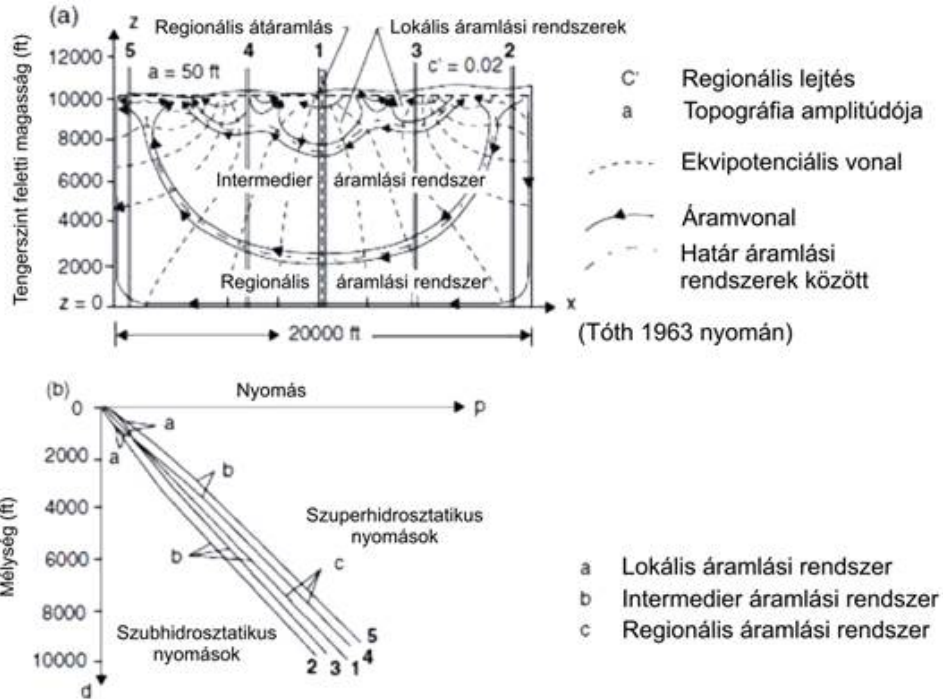
Az összetett medencék további sajátossága, hogy stagnáló avagy szinguláris pontok alakulnak ki a különböző rendű áramrendszerek találkozásánál (11.9. ábra). Ezekben a pontokban, illetve zónákban a hidraulikus gradiensek elenyészőek, az áramlási intenzitás pedig minimális. Így kedvező környezetet biztosítanak ásványianyag, hő, szénhidrogén, vagy szennyezőanyag felhalmozódások kialakulásához is.



11.9. ábra: Áramlási rendszerek és hidraulikai rezsimjeik (Engelen és Kloosterman, 1996 nyomán)

Fontos megjegyezni, hogy az egyes áramrendszerek határain nincsenek fizikai diszkontinuitások (pl. földtani rétegsorban jelentkező), így az ekvipotenciális vonalak lefutása is változatlan az áramrendszerek határain keresztül, azaz nem tapasztalható markáns vízszint vagy nyomás változás a kutakban. Ugyanakkor markáns vízkémiai eltérések általában megfigyelhetők a különböző beszivárgási területű, tartózkodási idejű, stb. áramlási rendszerek vizei között.

Végül, az összetett medencék fentiekből következő fontos sajátossága, hogy ezekben egymás fölé szuperponálódnak különféle áramlási rendszerek különféle hidraulikai területei. Ezek dinamikai paramétereikből nyomonkövethetők, térképezhetők. A 11.10. ábra például 5 kút medencén belüli helyzetét (a) és nyomás-eleváció $[p(z)]$ profilját (b) mutatja. Az 1. kút a medence középvonalában csak átáramlási zónákat érint, így a $p(z)$ profilon hidrosztatikus vertikális nyomás gradienst mutat. A 2. kút végig be/leáramlási zónában halad, így a $p(z)$ profilon folytonos, szubhidrosztatikus vertikális nyomás gradienst látunk. Az 5. kút ki/feláramlási zónákat érint, így a $p(z)$ profilon folytonos, szuperhidrosztatikus vertikális nyomás gradienst mutat. A 3. és 4. kút mentén viszont már ellenkező előjelű hidraulikai rezsimek szuperponálódnak egymásra, ezzel bonyolítva a $p(z)$ profilt is. Az 3. kút mentén lokális kiáramlási terület szuperponálódik intermedier és/vagy regionális beáramlási területre, így a $p(z)$ profilon a vertikális nyomás gradiens szuperhidrosztatikusból szubhidrosztatikusra vált a mélység irányában. A 4. kút mentén pedig lokális beáramlási terület szuperponálódik intermedier és/vagy regionális kiáramlási területre, így a $p(z)$ profilon a mélység felé haladva a vertikális nyomás gradiens szubhidrosztatikusból szuperhidrosztatikusra vált. Az inflexió pont, ahol a szub/szuperhidrosztatikus átmenet történik a $p(z)$ profilon, megadja a lokális áramlási rendszerek határát (azok behatolási mélységét). E kérdés gyakorlati jelentőséggel is bír, például a nagyaktivitású radioaktív hulladék elhelyezésnél fontos, hogy a helyi (lokális) rendszerek alatt találjuk meg a hidraulikailag és egyéb szempontból is megfelelő helyet a hulladéklerakó kialakítására.



11.10. ábra: Összetett medencében egymásra szuperponáló áramlási rendszerek (a) áramkép, (b)nyomás eloszlás (Tóth, 1980)

11.4 A hidrogeológiai környezet elemeinek hatása a felszín alatti vízáramképre

A valós medence felszín alatti vízáramlási képe, az egységmedence környezeti hatások miatt módosult változataként fogható fel. Milyen környezeti hatásokat tekintünk meghatározónak a felszín alatti vízáramlási rendszerek szempontjából? E kérdésre Tóth József (1970) „A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment” cikke ad választ. Egy medencében kialakuló felszín alatti vízrezsim és a hidrogeológiai környezet összefüggése során definiálta a „hidrogeológiai környezet elemeit”, ezek: a domborzat, geológia, klíma. A következőkben ezek áramképre gyakorolt hatásai kerülnek tárgyalásra.

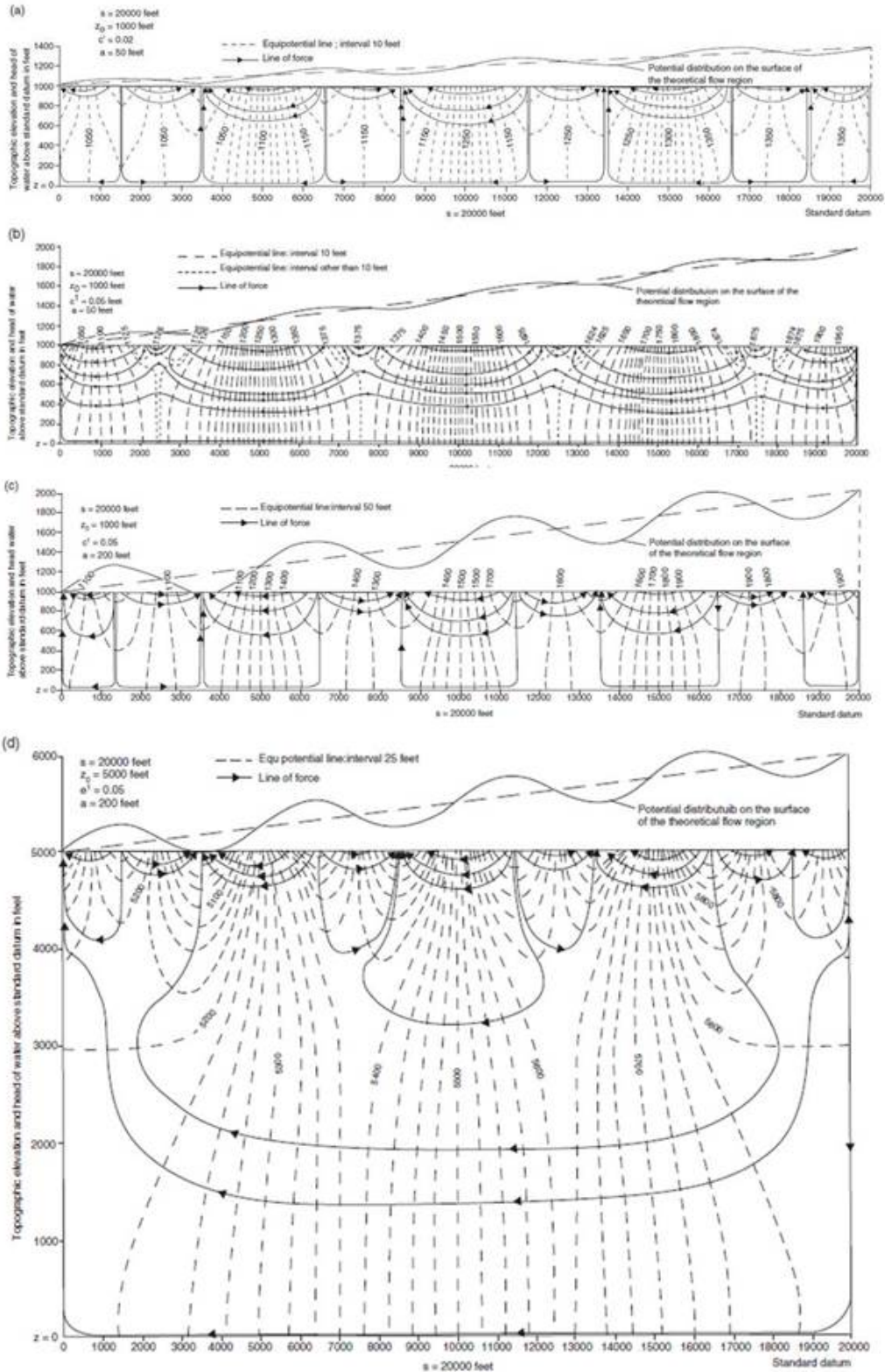
11.4.1 A medence geometriájának hatása a felszín alatti vízáramképre

A medence geometriáját illetően számba kell vennünk a domborzat és a medence mélységének szerepét is.

A medence felszíne a víztükör domborzatával szoros összefüggésben van, amely az áramlások felső határfelületét $[h_{wt}(x)]$ képezi. A lineárisan és szinuszosan lejtő felszínek hatásainak különbségét már láttuk az egységmedence és az összetett, vagy kis vízgyűjtő medence esetén. További szempontok a regionális lejtés (a fő vízválasztó és fő megcsapoló hely közötti magasságkülönbség és a medence fél szélessége határozza meg: $\tan \alpha = c$), és a medence mélysége (a tényleges impermeábilis határ mélysége: z_0).

Kiindulásként tekintsük kismélységű és tagolt felszíni domborzatú medencéket, melyekben általában cellás (lokális) áramlási rendszerek fejlődnek ki (11.11. ábra: a). A helyi magasságkülönbségekhez képest megnövelve a regionális lejtést (c) az áramkép kezd hasonlítani az elemi medencék áramképére (11.11. ábra: b). Ugyanakkor a laterális áramlások válnak dominánssá, és a medence közepe felé folyó lokális áramlási rendszerek területe kiterjed az azzal ellentétes irányúak rovására. A regionális lejtéssel szembenálló helyi lejtők szerepe tehát nem érvényesül, azok áramlásai elkorcsosulnak. A 11.11. ábra b részén látható regionális lejtést megtartva, de a lokális magasságkülönbségeket növelve a helyi áramlási intenzitás nő meg a regionális lejtés rovására (11.11. ábra: c).

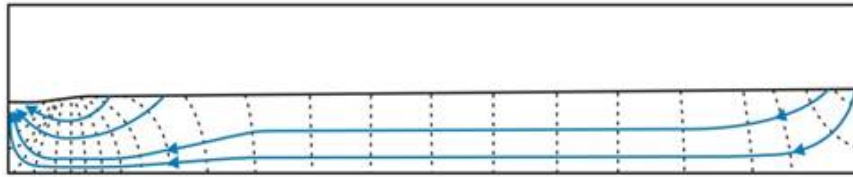
Ennek további eredményeként a lokális áramlási rendszerek behatolási mélysége nő (11.11. ábra b esetéhez képest), s akár az impermeabilis alsó határt is elérhetik. Végül, a medence mélység növekedésével lehetőség nyílik magasabb rendű, intermedier és regionális áramlások kialakulására is (11.11. ábra: d). Összehasonlítva a 11.11. ábra c és d eseteit, mivel a talajvíztükör konfigurációja azonos (a domborzat avagy felső határfeltétel nem változott), így a hajtóerő és a permeabilitás azonossága folytán azonos mennyiségű víz folyik keresztül mindkét medencén. Ennek eredményeként, a nagyobb vertikális kiterjedésű (mélyebb) medencében (11.11. ábra: d) kisebbek az áramlási intenzitások, mint a sekélyebb medencékben, és nagyobb kiterjedésűek a kvázi stagnáló zónák.



11.11. ábra: A medence geometriájának hatása a felszín alatti vízárámképre (Tóth, 1963). (a) kiindulási helyzet, (b) megnövelt regionális lejtés, (c) megnövelt lokális magasságkülönbségek, (d) megnövelt medence mélység

11.4.2 A földtani felépítés hatása a felszín alatti vízáramlás geometriájára

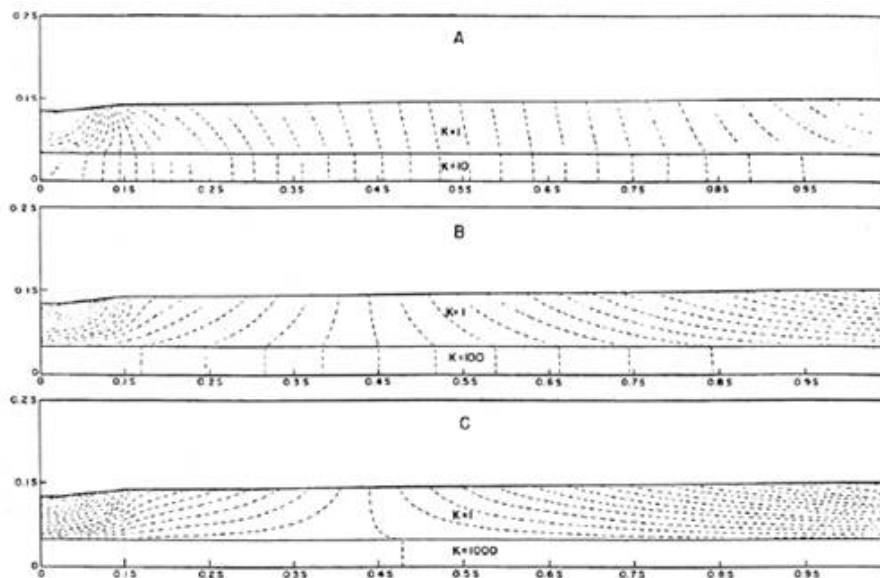
A következő mérőföldkő a regionális felszín alatti vízáramlási rendszerek megértésében R. Allen Freeze és Paul A. Witherspoon nevéhez kötődik. Freeze és Witherspoon (1966, 1967, 1968) a geológia áramlási rendszerekre gyakorolt hatását vizsgálták regionális hidrogeológiai célokra, elsőként alkalmazva a numerikus modellezés módszerét. Elemezték a rétegzettség, a lencésesség, és a vetők szerepét is. Habár Tóth (1962, 1963) áramlási rendszeréből indultak ki, a medence geometriáját jobban a természetben előforduló medencékhez igazították. Így egy az egységmedencéhez képest sekélyebb és szélesebb medencét modelleztek (11.12. ábra). Ennek eredményeként, a kiindulási állapotra jóval kiterjedtebb átáramlási területet kaptak.



11.12. ábra: Freeze és Witherspoon (1967) kiindulási modellje: széles, sekély medence, kiterjedt átáramlási területtel. A szaggatott vonalak ekvipotenciálok, a folyamatos vonalak áramvonalakat jelölnek.

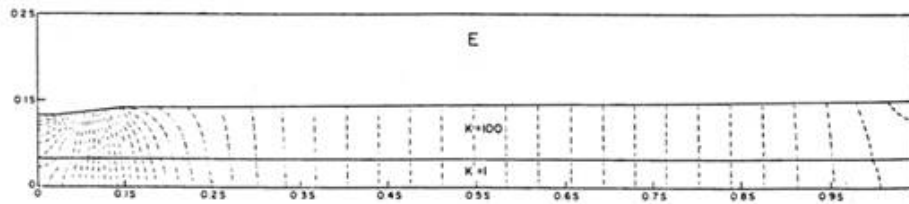
11.4.2.1 Rétegzettség

Kétrétegű rendszer esetén, amennyiben a felszín közelében rossz vízvezető (kisebb permeabilitású) réteg található, alatta pedig egy jó vízvezető, akkor a felső vízvezetőben a vertikális áramlások fokozódnak, – gondoljunk a tangens törvény kapcsán tanultakra (ld. 7. fejezet) – ezáltal nő a be- és kiáramlási területek aránya a medencén belül (11.13. ábra: A). Ugyanakkor az alsó, jó vízvezetőben a horizontális áramlás lesz domináns, így végeredményben egy fedett vízvezetőről beszélhetünk. A permeabilitás vagy hidraulikus vezetőképesség kontraszt további növelésével a be- és kiáramlási területek aránya a medencén belül kiegyenlítődik (11.13. ábra: B-C).



11.13. ábra: Rétegzettség hatása a vízáramlás geometriájára (ekvipotenciális vonalakra), felül rossz vízvezetővel (Freeze és Witherspoon, 1967). A heterogenitás aránya a felső-alsó vízvezető viszonylatában: (A) 1:10, (B) 1:100, (C) 1:1000.

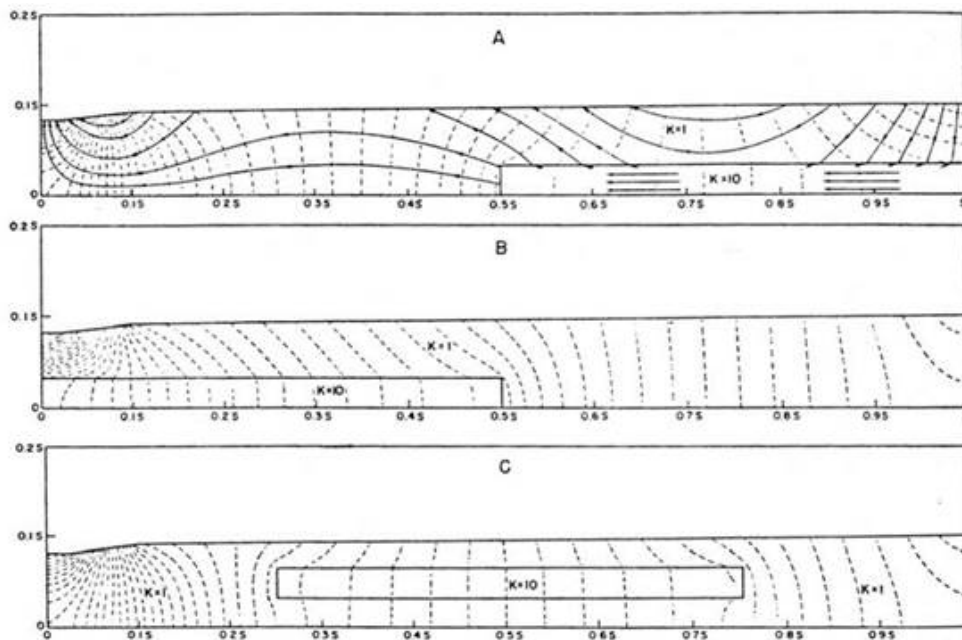
Amennyiben a felszín közelében találjuk a jó vízvezetőt (11.14. ábra), nem mutatkozik jelentős eltérés a kiindulási állapothoz (11.12. ábra) képest. Ez esetben tehát a medence geometriája a meghatározó, és nem a földtani felépítése.



11.14. ábra: Rétegzettség hatása a vízáramlás geometriájára, felül jó vízvezetővel (Freeze és Witherspoon, 1967).
A heterogenitás aránya a felső-alsó vízvezető viszonylatában: 100:1.

11.4.2.2 Lencséség

Amennyiben beáramlási terület alatt találunk jól vezető fél réteget (lencsét), az kis területen intenzív beáramlást, míg a medence közepén „abnormális” kiáramlást generál (11.15. ábra: A). Ez esetben tehát a geológia, és nem a medence domborzata (topográfiája) kontrollálja az áramképet. Ha a jól vezető fél réteg (lencse) a kiáramlási terület alatt található, az növeli a beáramlási terület, míg a megcsapolódást koncentrálna csökkenti a kiáramlási terület nagyságát (11.15. ábra: B). Végül, a medence közepén elhelyezkedő jól vezető lencse az áramlás irányába eső felső végén fókuszálja, alsó végén pedig szétszórja az áramlásokat (11.15. ábra: C), ezáltal egy jellegzetes folyadék-potenciál anomáliát hoz létre maga körül. Sőt, általában a lencse aktuális kiterjedésén túl is, bizonyos távolságban, érzékelhető a lencse keltette potenciál anomália. Így ha például egy kútban anomális vízszintet tapasztalunk, de a rétegsorban nem mutatkozik heterogenitás, ami az anomáliát okozhatná, akkor gondolhatunk egy jól vezető lencse közelségére is.



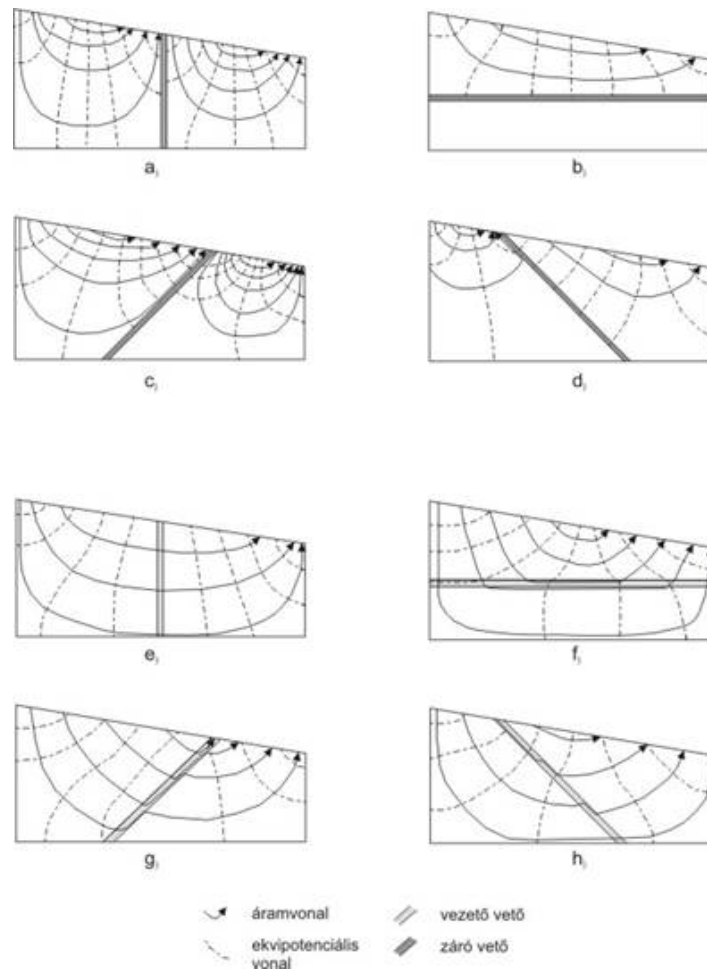
11.15. ábra: Lencséség hatása a vízáramlás geometriájára (Freeze és Witherspoon, 1967). (A) lencse a beáramlási terület alatt, (B) lencse a kiáramlási terület alatt, (C) lencse a medence közepén helyezkedik el

11.4.2.3 Vetők

A földtani szerkezetek közül a törések hidraulikai szerepe kiemelt fontosságú a geológia több szakterületén is. Elsősorban a folyadékok áramlására gyakorolt hatásuk meghatározó jellegű, mivel a vetők és vetőzónák kulcsfontosságú geológiai faktorok a termálvíz források előfordulásában, a bányavíz-betörésekben, a szénhidrogén migrációs útvonalak és csapdák kialakulásában, a hidrotermális ércesedésekben, a diagenetikus folyamatokban és

a folyadékok által előidézett kőzet deformációs folyamatokban is. A szinszediment vetők továbbá kontrollálják a litológiai fáciesek változását és a permeabilis rétegek vastagságát is.

Hidraulikai viselkedése szempontjából megkülönböztethetünk vezető és záró vetőket. A záró vető permeabilitása kisebb a harántolt kőzetekénél. Ilyenek általában a finomszemcsés anyaggal vagy agyaggal kitöltött vetők, amelyek főként törmelékes kőzetekben jellemzőek. További törés „tömítő” folyamatok a heterogén eloszlású finomszemcsés anyagok és vázszemcsék deformációja által előidézett keveredés, a nyomásoldódás, a kataklázis és a cementáció. Agyagmentes homokkövekben a kataklázis és a deformációt követő kovás cementáció; éretlen homokkövekben pedig a deformáció okozta keveredés és a nyomásoldódás jelensége dominál. A záró vetők jelentősen tudják módosítani az egységmedence áramképét, akár meg is oszthatják azt (11.16. ábra: a-d).



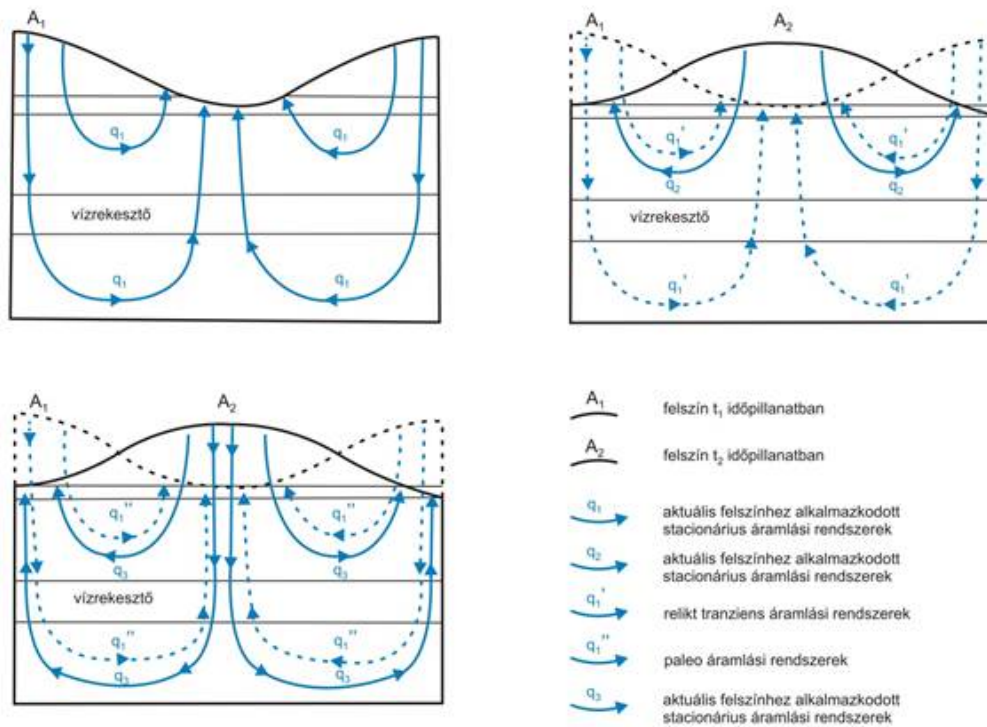
11.16. ábra: Záró (a-d) és vezető (e-h) vető hatása az egységmedence áramképére (Tóth, 2009)

A vezető vető permeabilitása nagyobb a harántolt kőzetekénél. Ilyenek a durvaszemű anyaggal kitöltött, illetve a kapcsolódó törésekkel, repedésekkel áthálózott vagy breccsásodott anyagú vetők, amelyek főként kristályos, diagenizált vagy kovásodott kőzetekben gyakoriak. A vezető vetők az egységmedence áramképén általában keveset módosítanak, de koncentrált kiáramlást tudnak biztosítani (11.16. ábra: e-h). Ezt az idealizált hidraulikai viselkedést azonban lényegesen bonyolultabbá teszi – főként ha egy egész vetőzónát tekintünk – a permeabilitás idő- és térbeli változékonysága. S azt se feledjük, hogy a vetők és szerkezetek nem egységmedence konfigurációjú medencékben fordulnak elő a természetben.

11.4.2.4 A domborzat időbeli megváltozása

A domborzat megváltozásának áramképre gyakorolt hatását elsőként Tóth József tanulmányozta (Tóth, 1988), és mint geológiai tényezőt, ebben a fejezetben tárgyaljuk. Ahogyan már a 8. fejezetben is utaltunk rá, ez a változás geológiai értelemben tranziens folyamatokat gerjeszt a medencékben.

A térfelszín kiemelkedése és süllyedése, illetve eróziója során, a potenciál tér is megváltozik. Ugyanakkor a potenciáltér (nyomás viszonyok) időbeli átalakulásához bizonyos időre van szükség, míg a medencebeli potenciáeloszlás az új (felső) határfeltételhez (megváltozott talajvíztükörhöz) alkalmazkodni tud. Különösen igaz ez azokra a vízvezetőkre, melyek olyan medencékben található, ahol felettük vízrekesztő(k) lassítják a nyomásváltozás terjedését. Egy ilyen esetet mutat a 11.17. ábra.



11.17. ábra: Domborzat megváltozásának hatása vízáramlás geometriájára (Tóth, 1988 nyomán)

Az eredeti, kiindulási helyzetben egy medencét látunk, be/leáramlással a topográfiai magaslatokon, és ki/feláramlással a topográfiai mélyedésben (11.17. ábra: a). A területet ért eróziót követően a medence helyén egy topográfiai magaslat alakul ki (11.17. ábra: b), az annak megfelelő áramkép azonban csak az eróziót követő bizonyos idő elteltével tud kialakulni (11.17. ábra: c). Ez idő alatt a felszínhez közelebbi víztartók pórusnyomása gyorsabban alkalmazkodott a megváltozott domborzathoz, míg a vízrekesztő alatti vízvezetőben tovább fennmaradnak az eredeti domborzatnak megfelelő pórusnyomások és áramlási irányok (11.17. ábra: b).

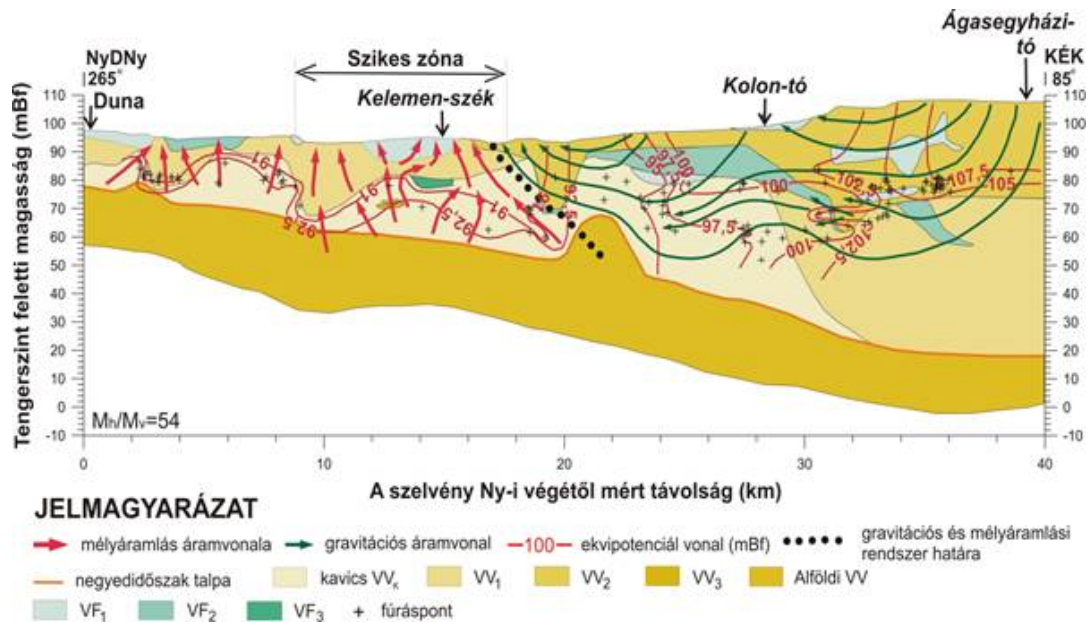
11.4.3 A klíma hatása a felszín alatti vízáramképre

A klíma a talajvíztükör – mint a felszín alatti vizek felső határfelülete – domborzatára hatást gyakorolva tudja befolyásolni az áramképet, de értelemszerűen csak a helyi áramlási rendszerekben érvényesül a hatása. Mivel a mi éghajlati viszonyaink mellett a talajvíztükör a térfelszín közelében található, így valóban érzékeny az időjárási változásokra. A klimatikus elemek: csapadék, hőmérséklet, szélsebesség, napsugárzás elsősorban módosító hatást gyakorolnak a felszín alatti vízáramlás eloszlására és intenzitására. Ugyanakkor a Föld egyéb klimatikus régióiban található területeken alapvetően eltérő helyzetekkel kell számolnunk e téren.

11.5 Esettanulmány a Duna-Tisza közéről

A Pannon-medence alföldi részmedencéjében két uralkodó vízrendszert mutatott ki Tóth és Almási (2001), nevezetesen egy felső, gravitáció által hajtott és egy alsó, túlnyomásos rendszert. A felső, gravitációs rezsim potenciál értékei a topográfiai adottságoknak megfelelően alakulnak. Az alsó vízrezsimben túlnyomás uralkodik, azaz a Pre-neogén aljzatról induló feláramlás esetén a hajtóerő vertikális komponense mindenütt felfelé mutat. A topográfiailag magasabb fekvésű területeken a túlnyomásos rendszer vize nem tud a felszínközébe kerülni, mivel

a gravitációs beáramlás fölé szuperponálódva elfojtja. Ezzel szemben a mélyebb területeken, ahol mindkét rendszer hajtóerő iránya felfelé mutat, a túlnyomásos áramlás is a felszín közelébe juthat. Ennek megfelelően a mélyből induló, magas oldott anyag tartalmú feláramlás a Duna-völgyi szikesek zónájában közelíti meg leginkább a földfelszínt (Mádlné Szőnyi et al. 2005). A gravitációs rendszer különböző rezsímszerű területei elkülönülnek a kelet-nyugat irányú hidraulikai keresztmetszelyen (11.18. ábra) (Mádl-Szőnyi és Tóth 2009). A szelvény keleten a Duna-Tisza közti hátságról indul, majd folyamatos lejtéssel a Duna völgyében végződik nyugaton. Ennek megfelelően a hátságon találjuk a gravitációs rendszer beáramlási területét, így az Ágasegyháza környékén hátsági homokbuckákat. Tovább haladva nyugat felé, már a regionális átáramlási rendszerre szuperponálódva látható egy lokális rendszer át/kiáramlási területén a Kolon-tó, amely Közép-Európa legnagyobb édesvízi mocsara. Ettől Ny-ra található a Kelemenszék-tó, amely kiáramlási területen található. Vízének összes oldott anyag tartalma 3000-20000 mg/l, míg a talajvízben 3000-5000 mg/l ez az érték (Mádlné Szőnyi et al. 2005). E magas oldottanyag tartalom hátterére már utaltunk, a mélységi eredetű magas oldottanyag tartalmú vizet szállító feláramlás itt közelíti meg leginkább a földfelszínt. A mélységi feláramlás és a hátsági eredetű beszívárgás által táplált gravitációs rendszerek határa is a Kelemenszék-tótól keletre húzódik. A tó tehát döntően a gravitációs rendszerből, és a csapadékból nyeri vizét, sótartalma azonban a mélységi feláramlásból származik (Simon et al., 2011).



11.18. ábra: A Duna-Tisza köze hidraulikai és hidrosztratigráfiai keresztmetszelye Dunaföldvár-Ágasegyháza vonalában (Mádlné Szőnyi et al. 2005)

11.6 Ellenőrző kérdések

1. kérdés: Milyen hidraulikai rezsímek (különböző rezsímszerű területek) különíthetők el egy áramlási rendszeren belül? Milyen vertikális áramlási irányokkal jellemezhetők ezek a területek?

Válasz: beáramlási területek lefelé irányuló áramlással, átáramlási területek kizárólag oldalirányú áramlással, és kiáramlási területek felfelé irányuló áramlással

2. kérdés: Milyen hatással van egy medence áramképére a szinuszos lefutású felszíni domborzat?

Válasz: Hierarchikusan fészkelte lokális, intermedier és regionális áramlási rendszerek jönnek létre. Ezek különböző rezsímszerű területei egymásra szuperponálódnak, illetve a felszínen mozaikos eloszlást mutatnak. A különböző áramlási rendszerek találkozásánál stagnáló vagy szinguláris pontok alakulnak ki, amelyek kedvező akkumulációs zónák. A különböző áramlási rendszerek határain nincsenek geológiai diszkontinuitások, így jelentős vízszint vagy nyomás változások sem, a vízkémiai összetételben viszont lehetnek rendszerenként számottevő eltérések.

11.7 A fejezetben felhasznált irodalmak

- Fourmarier, P.F.J. 1939: Hydrogéologie. Paris: Masson.
- Freeze, R. A., Witherspoon, P. A. 1966: Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. *Water Resources Research* 2(4):641-656.
- Freeze, R. A., Witherspoon, P. A. 1967: Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research* 3(2):623-634.
- Freeze, R. A., Witherspoon, P. A. 1968: Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative interpretations. *Water Resources Research* 4(3):581-590.
- Hubbert, M. K. 1940: The theory of ground-water motion. *The Journal of Geology* 48:785-944.
- King, F.H. 1899: Principles and conditions of the movements of ground water. U.S.Geological Survey 19th Annual Report, Part 2.
- Liang, X., Liu, Y., Jin, M. G., Lu, X. C., Zhang, R. Q. 2010: Direct observation of complex Tóthian groundwater flow systems in the laboratory. *Hydrological processes* 24:3568-3573. DOI: 10.1002/hyp.7758
- Mádlné Szőnyi, J., Simon, Sz., Tóth, J., Pogácsás, Gy. 2005: Felszíni és felszín alatti vizek kapcsolata a Duna-Tisza közti Kelemen-szék és Kolon-tó esetében. *Általános Földtani Szemle* 30:93-110.
- Mádl-Szőnyi, J., Tóth, J. 2009: A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. *Hydrogeology Journal* 17(4):961-980.
- Simon, Sz., Mádl-Szőnyi, J., Müller, I., Pogácsás, Gy. 2011: Conceptual model for surface salinization in an overpressured and a superimposed gravity flow field, Lake Kelemenszék area, Hungary. *Hydrogeology Journal* 19/3:701-717.
- Tóth, J. 1962: A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research* 67(11):4375-4387.
- Tóth, J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68(16):4795-4812.
- Tóth, J. 1980: Cross-formational gravity-flow of groundwater: A mechanism of the transport and accumulation of petroleum (The generalized hydraulic theory of petroleum migration) – *in* Roberts, W.H., Cordell, R.J. (eds.) *Problems of Petroleum Migration*. AAPG Studies in Geology, no. 10, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 121-167.
- Tóth, J. 1988: Ground water and hydrocarbon migration – *in* Back, W., Rosenshein, J. S., Seaber, P. R. (eds.) *Hydrogeology. The Geology of North America*, v. O-2., Boulder, Colorado, Geological Society of America, pp. 485-502.
- Tóth, J. (1970) A conceptual model of the groundwaer regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrogeology*, 10(2) 164-176.
- Tóth, J. 2009: *Gravitational Systems of Groundwater Flow – Theory, Evaluation, Utilization*. University Press, Cambridge, UK, pp. 67-69.
- Tóth, J., Almási, I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Geofluids* 1:11-36.

12. fejezet - Bevezetés a felszín alatti vizek kémiájába

A felszín alatt zajló folyamatok alapvető sajátossága a kőzet-víz kölcsönhatás. A hidrogeokémia a felszín alatti vizek kémiájának tudománya. A kémiát a hidrogeológiában számos módon használják, többek között annak eldöntésére, vajon egy adott víz megfelel-e emberi fogyasztásra, felszín alatti vízáramlási irányok kvantitatív jelzőjeként, a vizek osztályozására, vízminták eredetének, geológiai történetének, korának meghatározására. A vizek kémiai állapota (pl. különböző ionokra nézve telített vagy telítetlen, savas vagy lúgos kémhatású, oxidált vagy redukált állapotú stb.) alapvetően fontos, mivel végső soron ez vezérli azokat a különböző kémiai folyamatokat – oldódás, kicsapódás, anyagszállítás –, amelyek a víz és a befogadó környezetét jelentő kőzetváz közt játszódhatnak. A kémia hidrogeológiai szempontból történő használatához a hidrogeokémia alapjainak alapos megértése szükséges. Ezen túlmenően a modern hidrogeológia az alapvető vízkémiai összefüggéseket a medencszintű áramlások (ld. 11. fejezet) megértésére is felhasználja.

A fejezet célja, hogy bemutassa a hidrogeokémia alapfogalmait és nevezéktanát, melynek keretében megvizsgáljuk a különböző koncentrációegységeket, osztályozási rendszereket, áttekintjük az alapvető kémiai reakciókat, valamint elhelyezzük ezeket a felszín alatti áramlások összefüggés-rendszerében.

12.1 Alapfogalmak

12.1.1 Mértékegységek

A vízben oldott anyagok koncentrációját számos mértékegységben kifejezhetjük. Az ásványvizes palackok címkéjén például *mg/l*-ben található az oldott ásványi anyagok mennyiségét. Gyakran találkozhatunk a *ppm* (parts per million; pl. *mg/kg*) és a *ppb* (parts per billion, pl. $\mu\text{g/kg}$) egységekkel is. Ezek a *mg/l* és a $\mu\text{g/l}$ mértékegységekkel egyeznek meg, ha a víz sűrűségét 1 kg/l -nek vesszük. Mivel a kémiai anyagmennyiség hivatalos SI mértékegysége a mól, ezért ha az oldott anyagok mennyiségét mólban adjuk meg, míg az oldatot térfogategységben mérjük, eljutunk a koncentráció hivatalos SI mértékegységéhez a mól/m^3 -hoz (*anyagmennyiség-koncentráció*). A mól/dm^3 -ben kifejezett koncentrációt nevezik *molaritás*nak, mely megmutatja, hogy 1 dm^3 oldatban hány mól oldott anyag található. Ezzel szemben a *molaritás* (más néven Raoult-koncentráció) az oldott anyag mennyiségét (mól) az oldószer tömegének (kg) függvényében adja meg (mól/kg). Édesvizek esetében, ha a víz sűrűségét 1 kg/l -nek vesszük, ez a kettő megegyezik. Emellett használatosak különböző százalékos kifejezések is, úgy mint a *tömegszázalék*, mely megadja, hogy az oldat tömegének hány százaléka az oldott anyag tömege, vagy a *térfogatszázalék*, mely azt mutatja meg, hogy az oldat térfogatának hány százaléka az oldott anyag térfogata.

Amennyiben az összes oldott anyag mennyisége jelentősen meghaladja a 1000 mg/l koncentrációt, ebből következően a víz sűrűsége meghaladja az 1 kg/l -t, tehát a mg/l egységben megadott koncentrációk *ppm*-be történő átváltásánál a víz sűrűségét is figyelembe kell venni (12.1 egyenlet):

$$ppm = \frac{mg}{kg} = \frac{mg}{l} * \frac{1}{\rho_r} \quad (12.1)$$

ahol ρ_r az oldat vízhez viszonyított sűrűsége (a viszonyítási érték vízre $\rho_w=1 \text{ kg/l}$).

Példaként tekintsünk egy olyan sós vizet, melynek relatív sűrűsége $\rho_r=1,2 \text{ kg/l}$, és 24000 mg/l Mg^{2+} iont tartalmaz: ez 20000 ppm -nek adódik és nem 24000 ppm -nek, ami az 1 kg/l víz sűrűségéből következne.

A *meq/l* egységet abban az esetben használjuk, ha az oldatok reaktív tulajdonságaival is számolni kell. Ez a vízkémiai osztályozási rendszereknél elterjedten használt, itt az ekvivalens értékek alapján csoportosítjuk a vizeket, de a töltésegyensúly számításnál is hasznos. A mg/l -ben megadott koncentrációt a (12.2) egyenlet szerint válthatjuk át meq/l koncentrációegységre:

$$\frac{meq}{l} = \frac{mg}{l} * \frac{|iontöltés|}{atomtömeg} \quad (12.2)$$

Vegyük példaként azt az esetet, amikor 36 mg/l Mg^{2+} koncentrációt ekvivalens értéké szeretnénk átszámítani. A 12.2 képlet szerint az ion töltését (2) elosztjuk az atomtömeggel (24,31 g/mol), majd megszorozzuk a mg/l koncentrációval (36 mg/l) és eredményként 2,96 meq/l-t kapunk.

12.1.2 Aktivitás és a koncentráció

A felszín alatti vizekben oldott komponensek nagy része ionos formában van jelen. Viselkedésük azonban a köztük fellépő elektrosztatikus kölcsönhatások miatt nem ideális, azaz a reakciókban való részvételi hajlamuk az elektrosztatikus árnyékolóhatás miatt csökken. Az ideálistól való eltérést úgy küszöböljük ki, hogy nem a tényleges, hanem az effektív koncentrációt vesszük figyelembe, amelyet *aktivitás*nak nevezünk. Egy ion aktivitása vizes oldatban definíció szerint (12.3 egyenlet):

$$[a_i] = \gamma_i m_i \quad (12.3)$$

ahol az i -edik komponens aktivitása $[a_i]$, koncentrációja m_i (mol/kg H_2O) és γ az aktivitási koefficiens.

Ideális, híg oldatok esetén az aktivitási koefficiens értéke 1. Minél nagyobb az oldott ionok koncentrációja, annál nagyobb az elektrosztatikus árnyékolóhatás, tehát annál nagyobb az eltérés a koncentráció és az aktivitás között. Ekkor az aktivitási koefficiens kiszámításához a Debye–Hückel-egyenletet használjuk. Ehhez azonban első lépésben szükségünk van az oldat ionerősségének (I) kiszámítására, mely az oldatban lévő összes ion koncentrációjától és töltésétől függ (12.4 egyenlet):

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2 \quad (12.4)$$

ahol m_i az i -edik komponens koncentrációja (mol/kg H_2O) és z_i az i -edik ion töltése.

Édesvizek ionerőssége általában kevesebb, mint 0,02, a tengervízé kb. 0,7. Híg oldatok esetében, ahol az ionerősség $I < 0,1$, az aktivitás koefficiens a (12.5) egyenlet alapján számítható:

$$\log \gamma_i = -\frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + Ba_i \sqrt{I}} \quad (12.5)$$

ahol I az oldat ionerőssége, z_i az i -edik ion töltése, A és B hőmérséklet függő tényezők, a_i az i -edik ion méretétől függő állandó, mely megmutatja a hidratált ion effektív átmérőjét. Minél kisebb ez az érték, annál közelebb tudnak az ellentétes töltésű ionok az i ionhoz kerülni, ami az aktivitás koefficiens értékét csökkenti.

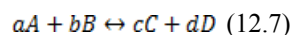
Legáltalánosabban a Davies-féle egyenletet (12.6 egyenlet) alkalmazzák, mely $I=0,5$ ionerősség értékig érvényes:

$$\log \gamma_i = -Az_i^2 \left(\frac{\sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} - 0,3I \right) \quad (12.6)$$

ahol I az oldat ionerőssége, z_i az i -edik ion töltése, A a hőmérséklettől függő állandó.

12.1.3 Ásványok oldhatósága

Tekintsünk egy általános reakciót (12.7 egyenlet):



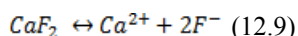
ahol A és B a reakcióban résztvevő kiindulási anyagok, C és D a végtermékek, a kisbetűk az azonos nagybetűvel jelölt komponensek sztöchiometriai együtthatói. A tömeghatás törvénye szerint, mely a kémiai reakciók egyensúlyára érvényes, kémiai egyensúlyban a reakciótermékek aktivitásának megfelelő hatványon vett szorzatát elosztva a kiindulási anyagok aktivitásának megfelelő hatványon vett szorzatával, adott hőmérsékleten és nyomáson állandó értéket kapunk, melyet egyensúlyi állandónak (K) nevezünk (12.8 egyenlet).

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[B]^b [A]^a} \quad (12.8)$$

A kisbetűk az adott komponens sztöchiometriai mennyiségét, a szögletes zárójelben a nagybetűk a kiindulási anyagok és a végtermékek koncentrációját jelentik aktivitásban kifejezve. Ennek értelmében ha egyensúlyban az egyik anyag koncentrációját megváltoztatjuk, akkor a többi anyag koncentrációja a fenti egyenletnek megfelelően fog változni.

Ez a törvény minden kémiai reakcióra érvényes, úgymint az ásványok vagy gázok vízben történő oldódására. Lássunk erre egy példát!

A fluorit (CaF_2) oldódását a (12.9) egyenlettel írhatjuk le:



Alkalmazzuk a tömeghatás törvényét erre a reakcióra (12.10 egyenlet)!

$$K = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{F}^-]^2}{[\text{CaF}_2]} \quad (12.10)$$

Mivel a tiszta, kristályos anyagok aktivitása definíció szerint 1, ezért a fenti egyenlet a következő formában írható fel (12.11 egyenlet):

$$K_{\text{fluorit}} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{F}^-]^2 = 10^{-10,57} \quad (12.11)$$

mely kifejezést oldhatósági szorzatnak nevezünk.

A természetben több forrása van az ionoknak, így a közös ion hatással kell számolni. Ez a helyzet például a Ca^{2+} esetében, mely származhat kalcit, dolomit, gipsz, fluorit stb. oldódásából.

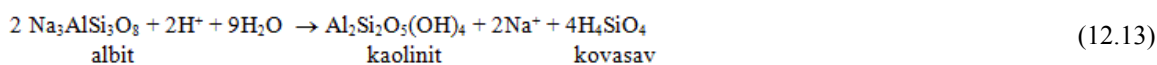
Ha fluorittal egyensúlyban lévő víz felszín alatti útja során gipszsel érintkezik, a gipsz oldódása Ca^{2+} ionokat visz a rendszerbe. A gipszre felírható oldhatósági szorzat (12.12 egyenlet):

$$K_{\text{gipsz}} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{SO}_4^{2-}] = 10^{-4,60} \quad (12.12)$$

Az oldhatósági szorzatokat összehasonlítva látható, hogy a gipsz jobban oldódik, mint a fluorit ($10^{-10,57} < 10^{-4,60}$). A Ca^{2+} ion többlet az egyensúlyt a fluorit kiválása felé tolja el.

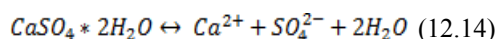
Ennek a jelenségnek és reakciónak gyakorlati jelentősége is van, olyan területeken, ahol az ivóvíz magas (>3 ppm) fluorid koncentrációja egészségügyi kockázatot jelent, mely gipsz hozzáadásával azonban kezelhető.

Az ásványok oldódása kétféleképpen mehet végbe. Kongruens oldódáskor az oldódás az ásvány sztöchiometriájának megfelelően történik, azaz az oldatban és az ásványban azonos az alkotórészek egymáshoz viszonyított molaránya. Az oldódás folyamat addig tart, amíg az ásvány és a víz között beáll egy dinamikus egyensúly. Így oldódik például a gipsz, a kősó, kalcit. Az oldódás másik típusa az inkongruens oldódás, amikor egy adott ásványból csak bizonyos alkotórészek oldódnak ki, és az oldódás után másodlagos ásvány marad vissza. Így oldódik például az albit (és számos más szilikátásvány), melynek eredményeképpen kaolinit képződik, mint másodlagos ásvány, és a kovasav valamint a nátrium megy oldatba (12.13 egyenlet). A sztöchiometriai arányok az ásványban és a vizes oldatban emiatt eltérőek.



Ha arra vagyunk kíváncsiak, hogy vajon a felszín alatti víz áramlása során a vele érintkezésben lévő kőzetet oldja-e, vagy ásványok válnak ki a vízből, a víz telítettségi állapotáról kell információt szerezzünk. Ehhez az ionaktivitások szorzatát (IAP=Ion Activity Product) kell először meghatározni, mely a mért koncentrációkból számolt aktivitások megfelelő hatványon vett szorzata. Majd ezt hasonlítjuk össze az oldhatósági szorzattal ($K_{\text{ásvány}}$).

Nézzük a gipsz példáját (12.14 egyenlet)!



A tömeghatás törvénye egyensúlyi állapotra (12.15 egyenlet):

$$K = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}][\text{H}_2\text{O}]^2}{\text{CaSO}_4 * 2\text{H}_2\text{O}} \quad (12.15)$$

Mivel a tiszta, kristályos anyagok valamint a víz aktivitása definíció szerint 1, ezért a fenti egyenlet a következő formában írható fel, mellyel eljutunk az oldhatósági szorzatig (12.16 egyenlet):

$$K_{\text{gipsz}} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{SO}_4^{2-}] = 10^{-4,60} \quad (12.16)$$

Ezt követően az oldatunkban mért kalcium és szulfát koncentrációt kell aktivitásra átszámolnunk, például a Debye–Hückel vagy a Davies egyenlet segítségével, majd az ionaktivitás szorzatot képezni (12.17 egyenlet).

$$IAP_{\text{gipsz}} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{SO}_4^{2-}] \quad (12.17)$$

A telítettség állapotát a kettő hányadosával jellemezhetjük (12.18 egyenlet):

$$\Omega = IAP / K_{\text{ásvány}} \quad (12.18)$$

Egyensúlyban $IAP = K_{\text{ásvány}}$, azaz a mért koncentrációkból számolt aktivitások megfelelő hatványon vett szorzata megegyezik az adott ásvány oldhatósági szorzatával, tehát $\Omega = 1$. Ha $\Omega < 1$ ez azt jelenti, hogy az oldat alultelített az ásványra (a példánkban gipszre) nézve, tehát az ásvány (a példában gipsz) oldódni fog. Az $\Omega > 1$ esetében túltelített az oldatunk az ásványra (példában gipszre) nézve, így gipszkiválás fog történni.

A telítettség indexet (SI) a (12.19) egyenlet alapján határozhatjuk meg. Az SI, azaz a logaritmikus skála használata akkor célszerű, ha nagy az eltérés az egyensúlyi állapottól.

$$SI = \log \left(\frac{IAP}{K_{\text{ásvány}}} \right) \quad (12.19)$$

Ha az $SI = 0$, egyensúlyi állapotról, ha $SI > 0$ túltelítettségéről, ha $SI < 0$ alultelítettségéről beszélünk.

Ezzel a módszerrel egy vízminta kémiai elemzéséből meghatározhatjuk, hogy az a különböző ásványokra nézve bír-e oldó kapacitással, vagy épp ellenkezőleg, ásvány kiválásra lehet számítani. Ezt a számítást a PHREEQC geokémiai modellező program (Parkhurst és Appelo, 1999) segítségével egyszerűen elvégezhetjük.

12.2 A vízkémiai elemzés eredményeinek bemutatási módjai a hidrogeológiában

A felszín alatti vizek többnyire híg oldatok, amelyek különböző szerves és szervetlen anyagokat tartalmaznak oldott állapotban. Ezek közül néhány szervetlen ion a leggyakoribb, melyeket főelemeknek nevezünk, ezek koncentrációja általában meghaladja az 1 mg/l értéket. Fő kationok a nátrium (Na^+), a kálium (K^+), a magnézium (Mg^{2+}) és a kalcium (Ca^{2+}). Fő anionok a karbonát (CO_3^{2-}), a hidrogénkarbonát (vagy bikarbonát, HCO_3^-), a szulfát (SO_4^{2-}) és a klorid (Cl^-). Az általános vízkémiai elemzések során többnyire a főelemek koncentrációját adják meg, melyek egymáshoz viszonyított és meq/l-ben kifejezett értékein alapul a legtöbb osztályozási módszer.

Az elemzésekben emellett szerepelnek még a terepi mintavétel során rögzített paraméterek, úgy mint a hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), elektromos vezetőképesség ($\mu\text{S}/\text{cm}$) és a pH, valamint a legtöbb esetben a redoxpotenciál (mV) és az oldott oxigén (mg/l) mennyisége.

Az elektromos vezetőképesség az oldat elektromos ellenállásának reciprok értéke, amelyet két, egyenként 1 cm felületű elektród közti oldatra vonatkoztatnak 1 cm elektródtávolság mellett. A fajlagos elektromos vezetőképesség egysége az 1 cm-re vonatkoztatott vezetőképesség. Mértékegysége a $\mu\text{S}/\text{cm}$. Értékét mindig 25°C -ra vonatkoztatva adjuk meg. Ezt az átszámítást a terepen mért vízminta hőmérsékletéből a legtöbb terepi mérőműszer automatikusan végzi.

Az oldatban lévő ionok felelősek az oldat elektromos vezetőképességéért. A terepi mintavétel során ezért ez a paraméter jól használható az adott minta oldott anyag tartalmának becslésére. A fajlagos elektromos vezetőképesség $\mu\text{S}/\text{cm}$ -ben mért értékét egy 0,55-0,75 érték közötti konverziós faktorról megszorozva, megkapjuk az összes oldott anyag tartalmát (Total Dissolved Solids TDS) mg/l -ben.

12.2.1 A vízkémiai elemzések hibája

A vízminták laboratóriumi elemzésének ellenőrzésére a legáltalánosabb módszer a töltésegyensúly hibájának kiszámítása, mely az oldatok elektromos semlegességének elvén alapul. Az oldatok elektromos töltésüket tekintve semlegesek, így a reaktív kationok és anionok mennyisége egy adott oldatban meg kell hogy egyezzen. Egy kémiai elemzés töltésegyensúly hibája a (12.20) egyenlet segítségével számítható ki

$$\text{hiba}\% = \frac{\sum \text{kationok} + \sum \text{anionok}}{\sum \text{kationok} - \sum \text{anionok}} * 100 \quad (12.20)$$

ahol a kationok és anionok meq/l -ben, a töltésük figyelembevételével szerepelnek. Amennyiben a töltésegyensúly hibája alacsonyabb 5%-nál, a kémiai elemzés eredményét általában elfogadhatjuk. Az ennél nagyobb hibát vagy az elemzés hibája, vagy az elemzés során nem mért komponens(ek) jelenléte okozza. Probléma merülhet fel abban az esetben is, amikor az egyes komponensek koncentrációját nem mérik külön. Így például a nátriumion koncentrációját gyakran kémiai elemzés helyett számítással határozzák meg. Ebben az esetben kiszámítják azt a koncentrációt, mely kiegyenlíti az elemzés során meghatározott ionkoncentrációk alapján kapott töltésegyensúly hibát. A töltésegyensúly hibája egy ilyen módon elemzett minta esetén pontosan nulla lesz, ami jelzi, hogy a nátriumion elemzése hiányzik.

Számoljuk ki az alábbi laboratóriumi elemzés hibáját!

ionok	mg/l	/	atom/molekula tömeg (g/mól)	=	mmól/l	*	töltés	=	meq/l
Na ⁺	13,7	/	22,99	=	0,60	*	1	=	0,60
K ⁺	1,18	/	39,1	=	0,03	*	1	=	0,03
Mg ²⁺	3,21	/	24,31	=	0,13	*	2	=	0,26
Ca ²⁺	42,5	/	40,08	=	1,06	*	2	=	2,12
Cl ⁻	31,2	/	35,45	=	0,88	*	-1	=	-0,88
HCO ₃ ⁻	79,9	/	61,02	=	1,31	*	-1	=	-1,31
SO ₄ ²⁻	39	/	96,06	=	0,41	*	-2	=	-0,82
NO ₃ ⁻	1,3	/	62,0	=	0,02	*	-1	=	-0,02

$$\sum \text{kationok} = 0,6 + 0,03 + 0,26 + 2,12 = 3,01 \quad (12.21)$$

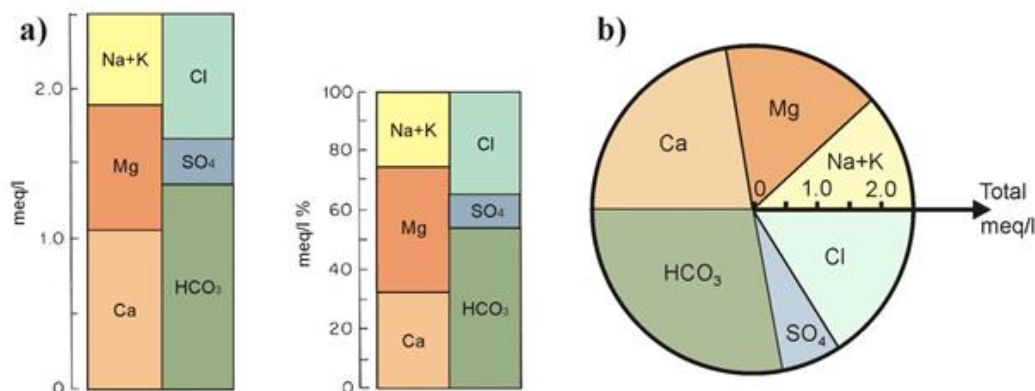
$$\sum \text{anionok} = -0,88 + (-1,31) + (-0,82) + (-0,02) = -3,03 \quad (12.22)$$

$$\text{hiba}\% = \frac{3,01 + (-3,03)}{3,01 - (-3,03)} * 100 = -0,3\% \quad (12.23)$$

A kationok és anionok közötti különbség (12.21 és 12.22 egyenletek alapján) 0,02 meq/l, a töltégsúlyhiány hibája a (12.23 egyenlet alapján) -0,3%, amely egy nagyon jó elemzésnek felel meg.

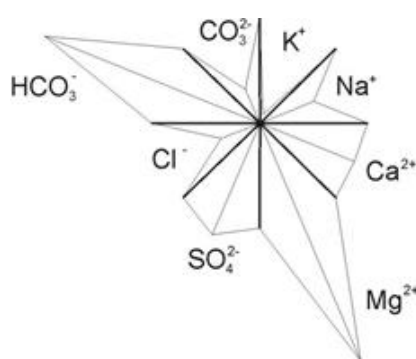
12.2.2 A vízkémiai elemzések ábrázolása

A vízkémiai elemzések megjelenítésének számos módja van. A legegyszerűbbek ezek közül az oszlop- és kördiagramok (12.1. ábra). Az oszlopdiagramok egymás mellett két oszlopot tartalmaznak, a bal oldalon a kationok, a jobboldalon az anionok mennyiségét ábrázoljuk meq/l egységben. Ha a vizelemzés megfelelő (teljesül a töltégsúlyhiány), a két oszlop magassága megegyezik (12.1. ábra: a). A kördiagramon körkickekkel fejezik ki az ionok egyenérték százalékát, a kör egyik felén az anionok, másik felén a kationok szerepelnek (12.1. ábra: b). A kördiagram mérete gyakran az összes oldott anyag tartalommal (TDS) arányos.



12.1. ábra a: oszlopdiagram, melyen bal oldalon a kationok, jobb oldalon az anionok mennyiségét ábrázoljuk meq/l egységben; b: kördiagram, amelyen körkickekkel fejezik ki az ionok egyenérték százalékát.

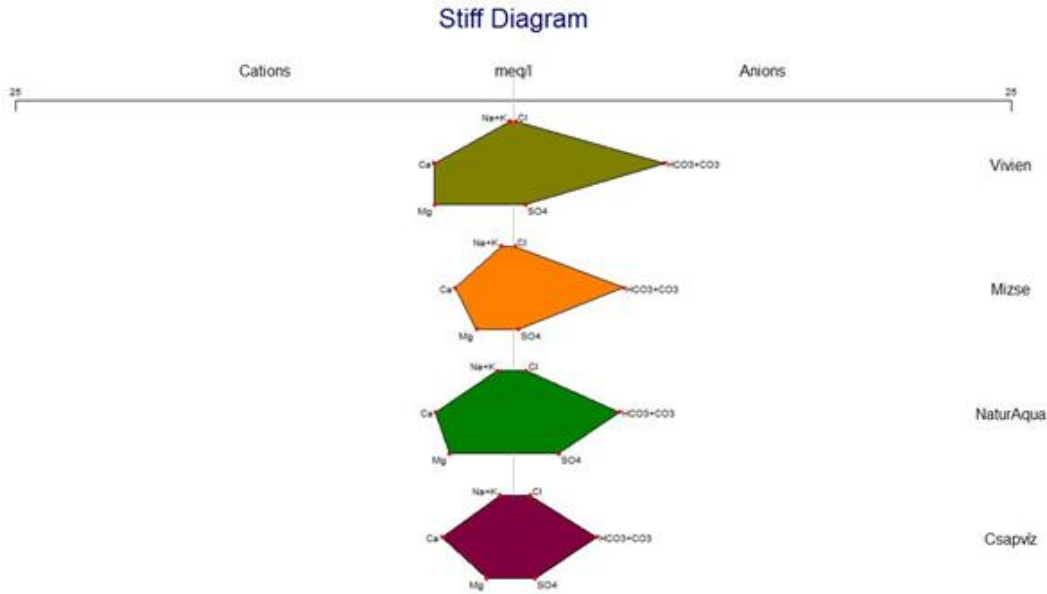
Magyarországon elterjedt a természetes vizek kémiai összetételét szemléletesen ábrázoló, Maucha (1933) által kidolgozott csillagdiagram, mely szintén a főelemeket használja az ábra szerkesztésénél (12.2. ábra). Az ábra mérete arányos a vízben található ionok összkoncentrációjával, és tájékoztat az ionok egymáshoz viszonyított arányairól is. Az ionok koncentrációját a egyenérték %-ban adjuk meg. Ezután a főionok össz mennyiségével arányos sugarú körbe szerkesztett tizenhatszögbe olyan négyszögletes idomokat rajzolunk, melyek területe arányos a kérdéses ion mennyiségével. A csillagdiagramon a kör középpontjából kiinduló háromszögek ábrázolják az ionok egyenérték százalékát. Egy-egy ion a háromszöge mindig azonos helyzetű, így az ábra alakja kifejezi a víztípusokat.



12.2. ábra Maucha-féle csillagdiagram

A grafikus megjelenítés egy másik eszköze – az olajiparban is gyakran használt – Stiff-diagram (12.3. ábra). Ebben a diagramban – százalékos összetétel helyett – a valós koncentráció értékeket ábrázoljuk meq/l mértékegységben. A koncentráció értékeket adott anion-kation párhoz tartozó vízszintes koordinátatengelyen ábrázoljuk. A kationokat általában a tengely bal oldalán, míg a az anionokat a jobb oldalon tüntetjük fel. A legfelső tengelyen a Na^+ és Cl^- , a másodikikon a Ca^{2+} és a HCO_3^- , a harmadikon a Mg^{2+} és a SO_4^{2-} koncentrációkat ábrázoljuk. A negyedik tengely opcionális, melyen a Fe^{2+} és a CO_3^{2-} vagy az elemzés szempontjából még fontos kationt és aniont tüntethetjük fel. A tengelyek egyaránt lehetnek aritmetikus vagy logaritmus skálájúak. A koncentrációértékeket képviselő pontokat

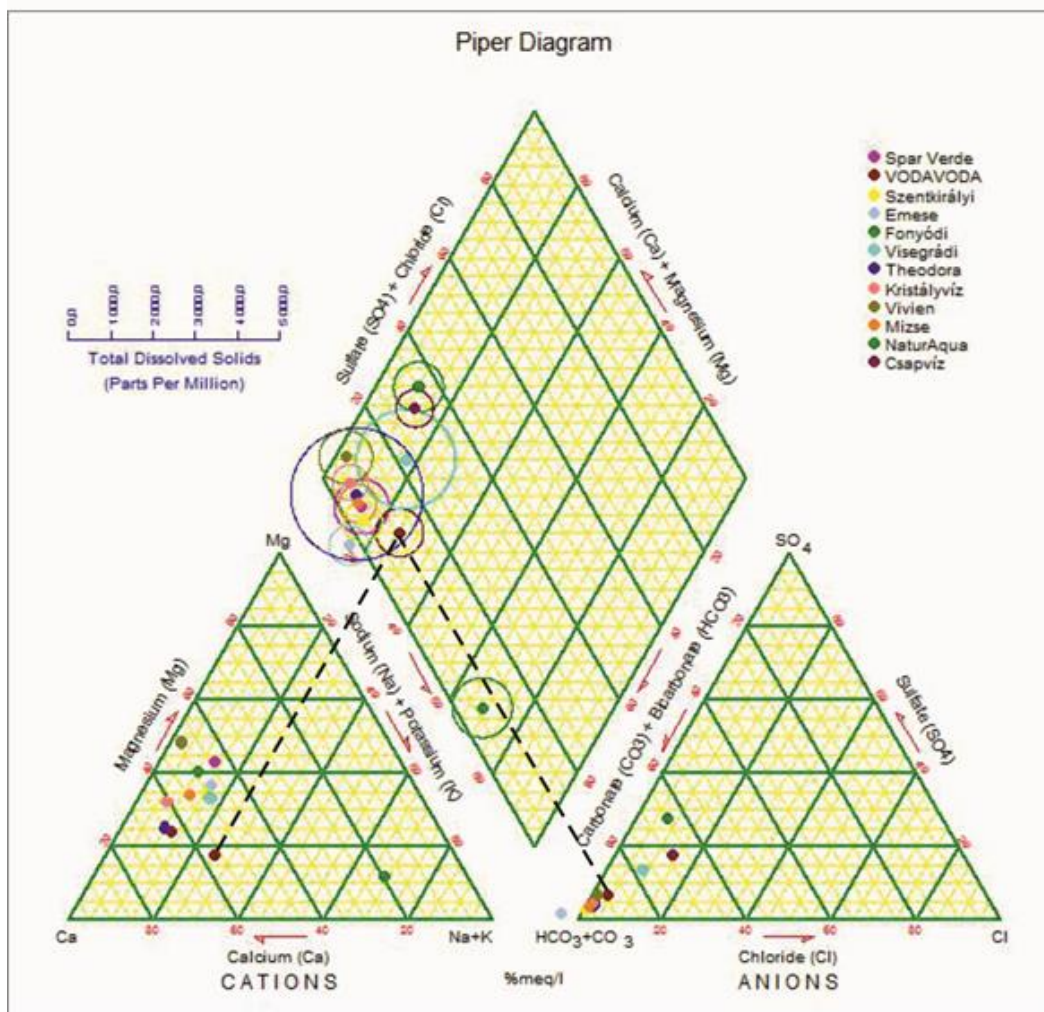
egyenes vonalakkal összekötve a kémiai összetételre jellemző sokszöget kapunk. E sokszögek az egyes vízminták összetételének vizuális összehasonlítását teszik lehetővé. A Stiff-diagram előnye, hogy a valós koncentráció értékek közvetlenül leolvashatóak róla.



12.3. ábra: Stiff-diagram, melyen ábrán három ásványvíz és a csapvíz összetétele látható

Nagyszámú minta esetén a Piper-diagram nyújt gyors áttekintést az elemzett mintákról. A Piper-diagram három mezőből áll (12.4. ábra), a bal alsó sarokban a kationok háromszög-diagramja, jobbra alul az anionoké, míg középen egy rombusz alakú diagram összegzi a kationok és anionok meq/l%-ban kifejezett mennyiségét. A háromszögek egy-egy csúcsa a megfelelő ion (vagy ionok összegének) normalizált koncentrációjának 100%-os értékét képviseli, meq/l mértékegységben kifejezve. A kationok és az anionok százalékos (normalizált meq/l) mennyisége alapján minden egyes vízmintát egy-egy pontként ábrázolunk a jobb és baloldali háromszögben. Az összetartozó – anionok és kationok mennyiségét mutató – pontokat a – háromszögek külső élével párhuzamosan – a rombusz alakú diagramba vetítve, megkapjuk a vízminta főion-összetételét reprezentáló pontot.

A Piper-diagram használatának egyik előnye, hogy nagyszámú vízminta vizsgálat eredményét egy diagramon ábrázolhatjuk, ahol jól látszik az egyes minták összetétele közti hasonlóság vagy különbség. Hátránya, hogy a normalizálás következtében nem mutatja az egyes vízmintákban oldott ionok koncentrációit. A diagramnak ezt a hibáját részlegesen csökkenthetjük oly módon, hogy a vízmintákat pontok helyett – a TDS értékével arányos átmérőjű – körök segítségével tüntetjük fel.



12.4. ábra Piper diagram, mely számos ásványvíz és a csapvíz elemzését mutatja. A mintát reprezentáló pontok köré írt körök a minták összes oldott anyag tartalmával (TDS) arányosak

12.3 A felszín alatti víz kémiai összetételét meghatározó kémiai folyamatok

A felszín alatti vizek kémiai összetételét – a víz-kőzet kölcsönhatás következtében – elsődleges és másodlagos kémiai folyamatok határozzák meg, bár a folyamatok közötti határ nem éles. Az elsődleges folyamatok – oldódás, hidratáció, hidrolízis, redox folyamatok, savak hatása – a felszín alatti vizet oldott anyagokban gazdagítják. A másodlagos folyamatok – kémiai kiválás, ioncsere, szulfát redukció, betöményedés, membránfiltráció – a víz kémiai karakterét módosítják annak következtében, hogy a víz folyamatosan új és új szilárd fázissal érintkezik.

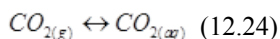
12.3.1 Az elsődleges kémiai folyamatok

12.3.1.1 Oldódás

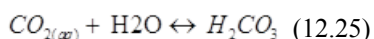
A felszín alatti víz kémiai fejlődésének első lépése az oldódás. Ez az egyik leghatékonyabb kémiai folyamat, amely a felszín alatti vizek kémiai összetételének kialakításában nagy szerepet kap. A vízben mind a gázok, mind pedig a szilárd anyagok oldódhatnak. Gázok főleg a talajból, a vadózus zónából, valamint olaj- és gázfelhalmozódások közelében kerülnek a felszín alatti vízbe. Általánosságban a gázok oldhatósága növekszik a hőmérséklettel és oldott anyag tartalommal csökken. Jellemzően a N_2 , Ar, O_2 , H_2 , He, CO_2 , NH_3 , CH_4 és a H_2S azok a gázok, amelyek részt vesznek a felszín alatti vízzel való kölcsönhatásban. Bizonyos gázok (pl. CO_2 , H_2S) oldódásával a víz gyengén

savassá, azaz kémiailag agresszívvá válik. Az oldódás mértéke az ásványok oldhatóságától, az áramló víz oldott anyag tartalmától és a helyi nyomás- és hőmérséklet viszonyoktól függ. A legoldékonyabb kőzetek a mészkő, dolomit, gipsz, halit és a szilvit, melyek elsődleges forrásai a felszín alatti víz kalcium, magnézium, nátrium, kálium, karbonát, szulfát és klorid tartalmának.

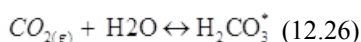
A CO₂ oldódása nagy jelentőséggel bír a felszíni és felszín alatti vizekben az ásványok oldódása szempontjából. A CO₂ az atmoszférából, a gyökérlégzésből és szerves anyagok bomlásából származhat, de akár karbonátos kőzetek metamorfózisa során is felszabadulhat. A CO₂ gáz oldódása vízben a (12.24) egyenlettel írható le:



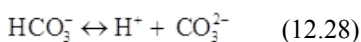
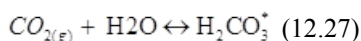
A következő lépés a vízben oldott szén-dioxid (CO_{2(aq)}) reakciója a vízzel (12.25 egyenlet):



25°C-on a CO_{2(aq)} 600-szor gyakoribb, mint a H₂CO₃, e két komponenst mégsem kezeljük külön, hanem a H₂CO₃* jelöléssel összevonva írhatjuk fel a fenti két reakcióegyenlete (12.26 egyenlet):



Ezt a reakciót egy kétlépéses disszociáció követi, amely két proton leadásával jár (12.27 és 12.28 egyenletek):



A CO₂ vízben történő oldódása pH független, hisz a H₂CO₃* képződését leíró (12.25) egyenletben nem szerepel H⁺. Ezzel ellentétben a HCO₃⁻ és a CO₃²⁻ aktivitása pH függő. A fenti egyenletekben (12.26-28) szereplő széntartalmú szervesetlen komponensek aktivitása kiszámítható a felírt reakciókból az egyensúlyi állandók és a CO₂ parciális nyomásának ismeretében (12.29-31 egyenletek).

$$K_H = [H_2CO_3^*] / [P_{CO_2}] = 10^{-1,5} \quad (12.29)$$

$$K_1 = [H^+][HCO_3^-] / [H_2CO_3^*] = 10^{-6,3} \quad (12.30)$$

$$K_2 = [H^+][CO_3^{2-}] / [HCO_3^-] = 10^{-10,3} \quad (12.31)$$

A pH definíciójából adódóan:

$$pH = -\log [H^+] \quad (12.32)$$

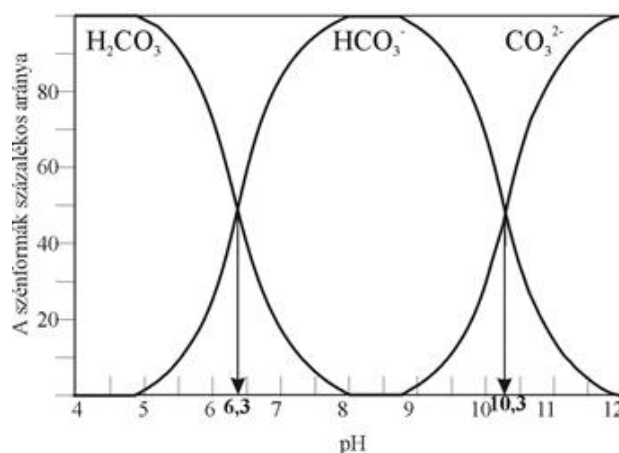
$$[H^+] = 10^{-pH} \quad (12.33)$$

A K₁ és K₂ egyenletek átrendezésével látható, hogy ha pH=6,3 a H₂CO₃* és HCO₃⁻ aktivitása egyenlő (12.34 egyenlet), ha pH=10,3 akkor pedig a CO₃²⁻ és HCO₃⁻ aktivitása egyenlő (12.35 egyenlet):

$$\frac{[HCO_3^-]}{[H_2CO_3^*]} = \frac{10^{-6,3}}{10^{-pH}} \quad (12.34)$$

$$\frac{[CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} = \frac{10^{-10,3}}{10^{-pH}} \quad (12.35)$$

Látható tehát, hogy 6,3-nál kisebb pH érték esetében a $H_2CO_3^*$, 6,3 és 10,3 között a HCO_3^- , 10,3-as pH felett pedig a CO_3^{2-} a szerveszén domináns megjelenési formája (12.5. ábra).



12.5. ábra Szerveszén formák eloszlása a pH függvényében

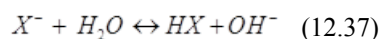
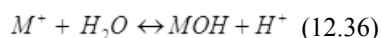
Mivel a természetes rendszerek pH-ja általában 6,3 és 10,3 között van, ezért természetes vizekben az oldott széndioxid HCO_3^- formában van jelen.

12.3.2 Hidratáció

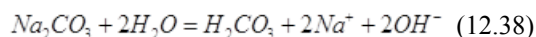
A hidratáció során a vízmolekulák az ásványok kristályrácsába jutnak, és a szabad ionokból vagy molekulákból hidrátburokkal körülvett ionok, illetve molekulák jönnek létre. Mállási folyamatok egyik fontos lépését jelenti ez a reakció, mint például az anhidrit gipszzé, vagy a biotit vermikulittá történő átalakulása.

12.3.2.1 Hidrolízis

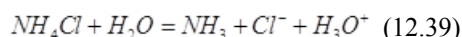
Hidrolízis alatt bármilyen gáz vagy szilárd fázisú anyag vízzel történő reakcióját értjük. Lényege az, hogy ha ionos kötésű anyagok vízben oldódnak, akkor a víz összetevői (OH^- és H^+) a felbomlott molekula töredékeihez kapcsolódnak. A hidrolízis során a vízben oldott só kationja (12.36 egyenlet), vagy anionja (12.37 egyenlet) a vízzel reagálva rosszul disszociáló bázist, vagy savat hoz létre:



Csak azok a sók hidrolizálnak, amelyeknek legalább egyik ionja gyenge savból, vagy gyenge bázisból származtatható. Ha erős bázis és gyenge sav sóját oldjuk vízben, a savmaradék a protonnal kevésbé disszociált gyenge savvá egyesül, az oldat a hidroxidionok révén bázikus kémhatású lesz (12.38 egyenlet).



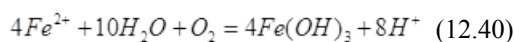
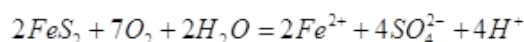
Ha erős sav és gyenge bázis sója hidrolizál, a hidroxidionok megkötésével gyenge bázis keletkezik, a megmaradt protonok miatt az oldat savas kémhatású lesz (12.39 egyenlet).



A hidrolízis akkor hatékony, ha a kiindulási anyagok folyamatosan hozzáadódnak a rendszerhez, vagy a termékek folyamatosan kivonódnak a rendszerből.

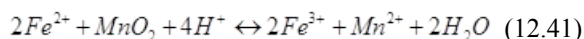
12.3.2.2 Oxidáció-redukció

Az oxidáció és a redukció olyan kémiai folyamat, melynek során elektronok szállítódnak egyik atomról a másikra. Az anyag oxidációja során szabad elektronok leadása történik (elektron donor), míg redukciója során szabad elektron felvétele megy végbe (elektron akceptor). Az elektron donorok redukálószer, az elektron akceptorok oxidálószer. A két folyamat együttesen van jelen, mely során egyik reakció kompenzálja a másikat. Az oxidálószer, miközben másik anyagot oxidál, maga redukálódik és fordítva. Az oxidáció legfontosabb színtere a vadózus zóna, amely megfelelően el van látva oxigénnel. A redukció folyamata a mélyebb, oxigén szegény zónákban, valamint a szerves anyag tartalmú rétegekben fordul elő. Tipikus oxidációs folyamatnak számít a szulfidok oxidációja, például a pirité (12.40 egyenlet):



Ez a folyamat felelős a savas bányavizek keletkezéséért.

Oxidációra azonban nem csak az oxigén képes (12.41 egyenlet):



Ebben a reakcióban két elektron lép át a $2Fe^{2+}$ -ről (elektron donor) a Mn^{4+} -re (elektron akceptor), azaz a Fe^{2+} redukálja a Mn^{4+} -t, illetve a Mn^{4+} oxidálja a Fe^{2+} -t. Ez a reakció savas közegben megy végbe, mely a pH fontos szerepét mutatja redox reakciók esetében is.

Szerves üledékek esetén fennálló redukált környezetben az oxigénelvonás oxidoktól, szulfátoktól, nitrátoktól, nitrítoktól történik, melynek eredményeképpen H_2 , H_2S , CH_4 , S^{2-} , NO_2^- , NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} keletkezik.

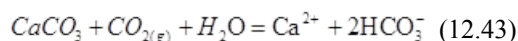
Felszín alatti vizek oxidatív vagy redukzív természetéről, azaz az oldott oxigén vagy alternatív elektronakceptorok rendelkezésre állásáról, a redoxpotenciál (Eh) ad információt (12.42 egyenlet).

$$E_h = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[ox]}{[red]} \quad (12.42)$$

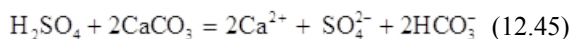
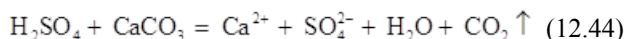
ahol E^0 = a standard potenciál (25 °C, 1 atm), R a gázállandó, T abszolút hőmérséklet (°K), F a Faraday-állandó, n a reakció során leadott/felvett elektronok száma, [ox] az oxidált formában, [red] a redukált formában levő ionok aktivitása. Ha $E_h > 0$, oxidatív, ha $E_h < 0$, redukzív közegről beszélünk.

12.3.2.3 Savak hatása

A szerves és szervesetlen savaknak nagy jelentősége van a kőzet-víz kölcsönhatások esetében, mert hatékonyan támadják a kőzeteket/ásványokat, ezáltal oldott anyagban gazdagítják a vizeket. A mészkő, illetve kőzetalkotó ásványának, a kalcitnak a beszívargó víz CO_2 tartalmának köszönhetően bekövetkező oldódását a (12.43) egyenlet írja le:



A H_2S , amely mélymedencékben – szulfátok szénhidrogének jelenlétében zajló termális vagy mikrobiális redukciójának eredményeképpen – keletkezik, felszín közeli, oxidatív zónába jutva, ill. migrációja során más, oxigén tartalmú vizekkel keveredve karbonátokra nézve agresszív kénsavat képez. Nyílt rendszerben a reakcióban keletkező CO_2 eltávozik (12.44), zárt rendszer esetében azonban további korróziót okoz (12.45 egyenlet):



Süllyedő medencékben a szerves anyag éréséhez és a szénhidrogének degradációjához kapcsolódóan karbonátra nézve agresszív fluidumok keletkeznek, melyek a CO_2 és H_2S mellett szerves savakat is tartalmaznak. Ezek karbonátos rezervoár porozitására gyakorolt hatását mutatták ki például a Perm-medencében (Mazzullo and Harris 1991, 1992; Palmer 1995).

12.3.3 Másodlagos kémiai folyamatok

A másodlagos kémiai folyamatok a víz már meglévő kémiai karakterét módosítják, annak köszönhetően, hogy a víz felszín alatti útja során újabb és újabb anyagokkal érintkezik. A következőkben a kémiai kicsapódás, ioncsere, szulfátredukció, betöményedés és membránfiltráció folyamatát tárgyaljuk.

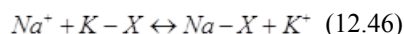
12.3.3.1 Kémiai kicsapódás

A vízben oldott anyagok kicsapódását számos tényező okozhatja. Oldhatatlan csapadék jöhet létre például a már vízben oldott ásványi anyag és egy újabb szilárd fázis kölcsönhatásának eredményeképpen. A felszín alatti víz források formájában történő kilépésekor a hőmérséklet csökkenés kovakiválást, a CO_2 eltávolítása mésztufa kiválást okozhat. A forrásfakadások esetében a redoxviszonyok is megváltoznak, melynek eredményeképpen a redukív körülmények között vízben oldott vas (Fe^{2+}) vasoxi-hidroxid formájában kicsapódik. A párolgás hatására bekövetkező betöményedés miatti sókiválás gyakori jelenség felsivatagi-sivatagi területeken.

12.3.3.2 Szorpció, ioncsere

Szorpciós folyamatok a víz és a vízzel érintkező szilárd anyag között mennek végbe. Ezek körébe tartozik az adszorpció, abszorpció és az ioncsere (12.6. ábra). Bizonyos szilárd anyagok képesek arra, hogy lazán kötött ionjaikat vízben oldott ionokkal kicseréljék. A szilárd anyag esetében a maximálisan lehetséges kicserélődés mértékét az ioncsere kapacitással jellemezhetjük. A csere az ioncserélők külső és belső felületén mehet végbe. Felszín alatti vizek szempontjából az agyagásványokon végbemenő ioncsere, mely leggyakrabban kationcsere, a legfontosabb. Az agyagásványok szerkezetében a tetraéderben a Si^{4+} -ot Al^{3+} , az oktaéderben az Al^{3+} -t két vegyértékű kationok, Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} helyettesíthetik. A helyettesítések azt eredményezik, hogy a pozitív és a negatív töltések nem kiegyenlítettek, és ezt a töltéskülönbséget a rétegek közötti, cserepozícióban lévő kationok egyenlítik ki. Ezek a koncentrációviszonyoktól függően, könnyen kicserélődnek.

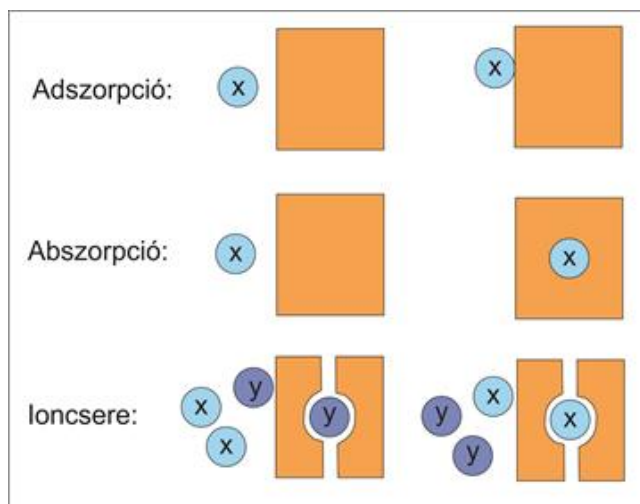
Egy cserepozícióban K^+ -ot tartalmazó agyagásvány, és a Na^+ -ot tartalmazó víz között végbemenő ioncsere a (12.46) egyenlettel írható le:



Az ioncserében más mechanizmusok is szerepet játszanak, úgy mint a felületi oxigének protonációjával illetve hidroxidok deprotonációjával létrejövő felületi töltések. A felületi töltések az oldat pH-jától függenek. Azt a pH-t, amelyen a felületi töltés nullával egyenlő, PZC-nek (Point of Zero Charge) nevezzük. E felett kationcserélőként, ez alatt anioncserélőként viselkednek. A cserélhető kationok mennyisége (pl. mólban) 100 g anyagra vonatkoztatva a kationcserekapacitást (CEC=Cation Exchange Capacity) adja meg.

Az agyagásványok mellett a zeolitok, szerves anyagok és vas-oxihidroxidok nagy felületüknek köszönhetően szintén fontosak a szorpciós folyamatok szempontjából.

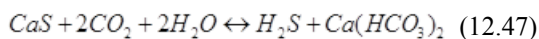
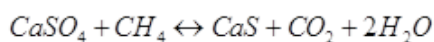
Az alább ionok között az adszorpciós kötés erősségének függvényében az alábbi sorrend állapítható meg: $\text{H}^+ > \text{Rb}^+ > \text{Ba}^{2+} > \text{Sr}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{Li}^+$



12.6. ábra Az adszorpció, abszorpció és ioncsere folyamata

12.3.3.3 Szulfátredukció

A szulfátredukció folyamata szulfátok szerves anyag (pl. szénhidrogén) jelenlétében zajó termális vagy mikrobiális redukcióját jelenti üledékes medencékben (12.47 egyenlet).



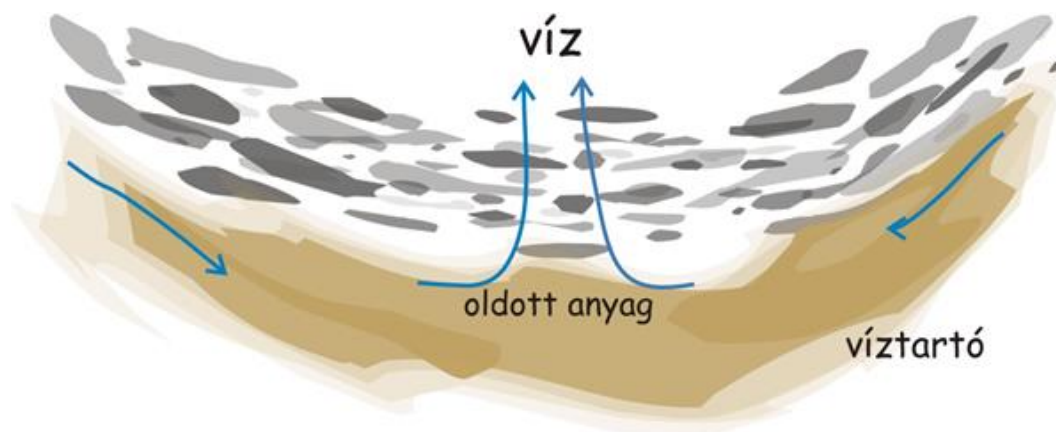
A folyamat eredményeképpen keletkező H_2S a felszín alatti víz által tovaszállítva karbonátos kőzetek korrozióját okozhatja.

12.3.3.4 Töményedés

Az oldatok betöményedését okozhatja a párolgás, de ásványok fokozott beoldódása is. A talajnedvesség zónájában, esőzések közötti erőteljes párolgás sókiválást eredményezhet, melyek a következő csapadékesemény hatására a talajvízbe mosódhatnak. Regionális megcsapolódási területeken a felszín alatti víz nagy oldott anyag tartalmának köszönhetően a párolgás szintén sófelhalmozódást eredményezhet.

12.3.3.5 Membránfiltráció

A membránfiltráció reverz ozmózisaként értelmezhető. A kompaktálódott agyagok és palák féligáteresztő membránként működnek, rajtuk keresztül a víz – megfelelő potenciálviszonyok mellett – felfelé mozog, viszont az oldatban lévő egyéb ionok, molekulák hátramaradnak. Ennek eredményeképpen palák alatt magas koncentrációjú vizek maradnak (12.7. ábra).



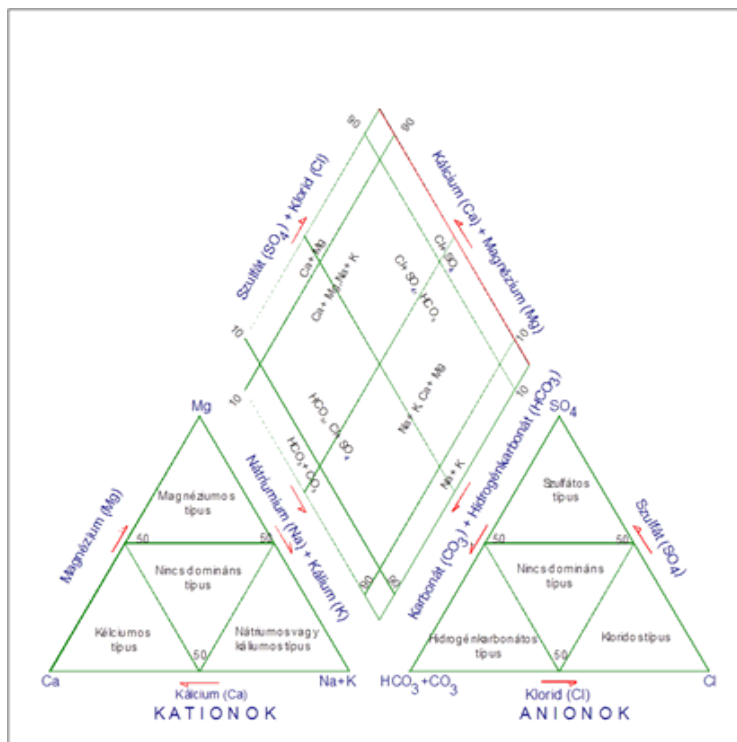
12.7. ábra A membránfiltráció jelensége

12.4 A vízkémiai fácies

A vízkémiai fácies fogalmát Back (1961, 1966) vezette be. A vízkémiai fácies definíciójának megértéséhez először a fácies definícióját kell felelevenítenünk. A fáciesek különböző területek olyan tulajdonságokkal rendelkező részei, amelyek egyazon rendszer egykori keletkezési viszonyait, körülményeit és környezetét tükrözik. A vízkémiai fáciesek különböző területek olyan felszín alatti vízrendszerei, amelyeknek a kation és anion koncentrációjuk ugyanazon meghatározott összetételű kategóriába tartozik. A vízkémiai fáciesek a vizes oldatban lévő fő ion egyenértékeket és arányait mutatják százalékban kifejezve (12.8. ábra), amelyek egy adott régió felszín alatti vízáramlási képéből és litológiájából következnek. A vízkémiai fáciesek ezáltal alkalmasak a felszín alatti hidrogeológiai rendszeren belüli helyzet és eredet tisztázására. A vízkémiai fáciesek a Piper diagramon is jól elkülönülnek (12.9. ábra).

	Összetevők %-ban			
	Ca ²⁺ + Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Cl ⁻ +SO ₄ ²⁻
Kationfácies				
Kalcium-magnézium	90-100	0 < 10		
Kalcium-nátrium	50-90	10 < 50		
Nátrium-kalcium	10-50	50 < 90		
Nátrium-kálium	0-10	90-100		
Anionfácies				
Hidrogénkarbonát			90-100	0 < 10
Hidrogénkarbonát-klorid-szulfát			50-90	10 < 50
Klorid-szulfát hidrogénkarbonát			10-50	50 < 90
Klorid-szulfát			0-10	90-100

12.8. ábra A vízkémiai fácieseket képező fő ionok arányai százalékban kifejezve



12.9. ábra A vízkémiai fáciesek Piper-diagramon bemutatva

12.5 A felszín alatti vizek összetételét, a vízkémiai fáciest befolyásoló tényezők

12.5.1 A folyamatokat szabályozó tényezők

A felszín alatti vizek kémiai összetételét, vízkémiai fáciését befolyásoló legfontosabb tényezők közé tartozik az elemek mobilitása, a hőmérséklet, a nyomás, a kőzet és víz kontaktusának felülete, a kontaktusra és a reakciók lefolyására rendelkezésre álló idő, az áramlási útvonal hossza, a kőzetváz ásványos összetétele és a beszivárgó víz összetétele. Lássuk ezeket részletesen!

Az elemek mobilitása adott elem adott kémiai közegben történő mobilitásra való hajlamát jelenti, mely függ az elem vegyületeinek oldhatóságától, az ionok részvételétől az ioncserében, az adott elem élőlények általi felvételétől. Ebből következően, a különböző elemek megjelenése a felszín alatti vizekben nem csak a kőzetekben előfordulásuktól függ. A Si, Al, Fe kőzetekben gyakori, vízben azonban ritka és kevésbé mobilis; a Ca, Mg kőzetekben közepesen gyakori, vízben gyakori és mobilis; a Cl kőzetekben ritka, vízben gyakori és nagyon mobilis.

A hőmérséklet és ezzel együtt a mélység közvetlenül az oldhatóságot befolyásolja. Ha a hőmérséklet nő a sók legtöbbjének nő az oldhatósága. Ez alól kivétel a CaCO_3 és $(\text{Ca},\text{Mg})\text{CO}_3$, melyek ún. retrográd oldhatósággal jellemezhetők, azaz a hőmérséklet csökkenésével oldódnak jobban.

A nyomás szintén az oldhatóságra van hatással. A sók oldhatósága mellett a gázok parciális nyomását is meghatározza. A CO_2 parciális nyomása például a karbonátok oldódását befolyásolja.

A kőzet és víz kölcsönhatására rendelkezésre álló felület nagyságát a kőzet szemcsemérete és diszkontinuitásainak eloszlása (törések, pórusok, vetők) befolyásolják. Ha az érintkezési felület nagy, az oldódás gyorsabb és hatékonyabb, azaz adott elem koncentrációja növekszik a vízben.

A kőzet és víz kölcsönhatására rendelkezésre álló idő is fontos, ugyanis ha elegendően hosszú idő van a kőzet-víz kölcsönhatásra, nő az oldat oldott anyag tartalma, telítettsége is.

Az áramlási út hosszával mind a kontaktus felülete, mind a kontaktus ideje nő, azaz a víz hosszabb ideig, nagyobb összfelületen érintkezik a szilárd fázissal. Ezért minél távolabb kerül a víz a beáramlási területtől, annál gazdagabb lesz oldott ásványi anyagokban.

Az oldható sók mennyisége és eloszlása a kőzetekben is meghatározó a felszín alatti vizekben található oldott anyagok szempontjából. Ha az egész formáció jól oldható sókból áll (karbonátok, kősó, gipsz), akkor bármely ion koncentrációja a vízben arányos az ion kőzetben való előfordulásával. Ha azonban a jól oldható sók rosszul oldódó mátrixba vannak ágyazva, akkor csak a mátrix oldódása után juthatnak az ionjai a vízbe.

A víz eredeti összetétele, azaz az az összetétel, ami kialakul az adott kőzettípussal adott időpillanatban való érintkezésig, meghatározza az adott ponton végbemenő kémiai reakciók típusát, arányát és irányát.

12.5.2 A geológia hatása a vízkémiára

Mivel a felszín alatti vizek kémiai karakterét nagyban befolyásolja az adott földtani környezet, ezen belül azoknak a kőzeteknek az összetétele, melyekkel a felszín alatti víz áramlása során kapcsolatba került, ezt részletesen tárgyaljuk.

Magmás kőzetek esetében a jellemző összetétel általában a káliföldpát és plagioklász, kvarc és Fe/Mn-szilikátok, melyeknek oldhatóság kicsi. A kőzetek porozitása kicsi, így kicsi lesz a kőzet-víz kontaktus felülete is. Ezekre általában alacsony oldott anyag tartalom, magas vas és relatív magas szilícium-tartalom jellemző.

Az üledékes kőzetek közül a homokkővek és konglomerátumok vízének összetétele főleg a cementanyag kioldásából származik, jellemző ionok a Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , kevés SiO_2 . A kémiai kiválással keletkezett kőzetek, például az evaporitok, megfelelő körülmények közé kerülve ismét oldatba mehetnek. Ebben az esetben vizek magas SO_4^{2-} , esetenként magas Na^+ és Cl^- koncentrációval, valamint nagyobb nyomelem (Sr^+ , Ba^{2+} , F^-) tartalommal jellemezhetőek. Az említett főionok gipszből, anhidritből és halitból, míg a nyomelemek cölesztinből, baritból és fluoritból oldódhatnak ki. Az utóbbiakon kívül előfordulhat Mn, Ni, Cd és Cu, ezek karbonátokból, foszfátokból és szulfidok oxidációjából származhatnak.

A karbonátok esetében a HCO_3^- , Ca^{2+} és Mg^{2+} ionok mennyisége domináns, a többi ion (SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+) koncentrációja kicsi. A mészkővek és a dolomitok oldódási sebessége eltérő, a mészkőé gyorsabb, a dolomité lassabb folyamat. A dolomit lassú oldódása következtében a Mg^{2+} koncentrációt a víz felszín alatti tartózkodási idejének indikátoraként használják (bár az abszolút idő meghatározása ezzel a módszerrel nehéz, mivel az oldódást sok egyéb tényező is befolyásolja).

Az agyagokban, palákban az oldott anyag tartalom nagy (a kis szemcseméret miatti nagy érintkezési felület és kis áramlási intenzitás miatt), a domináns ionok a Cl^- , Na^+ ; és SO_4^{2-} , a HCO_3^- mennyisége általában kicsi.

Részben a kis kontaktfelület, részben pedig a metamorf kőzetekre jellemző kevésbé oldható ásványok miatt kicsi oldott anyag tartalom jellemző a metamorf kőzetekből származó vizekre.

12.5.3 Az éghajlat hatása a vízkémiára

Az éghajlati tényezők főleg a felszínhez közeli vizek összetételét befolyásolják. A csapadék mennyisége a rendelkezésre álló „oldószer” mennyiségét határozza meg, eloszlása a csapadékesemények között eltelt időben lejátszódó folyamatokat határozza meg. A beszivárgó csapadék (és összetétele) felelős a felszín közeli zóna kilúgzásáért. Sok csapadék hatására a felszíni kőzetekben/talajban kevés jól oldódó komponens marad, ezért a felszín alatti vizek oldott anyagban szegényednek. Az esőzések közötti erőteljes párolgás (evaporáció) sókiválást eredményezhet, melyek a következő csapadékesemény hatására a talajvízbe mosódhatnak, emiatt magas oldott anyag tartalom, SO_4^{2-} , Cl^- koncentráció jellemző ezeken a területeken a felszín alatti vizekre. Olyan területeken ahol az erőteljes párolgás kevés csapadékkal párosul sós talajok, playák alakulhatnak ki, amelyek esetében a kicsapódási sorrend: $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$. A magas hőmérséklet a karbonátok kivételével az oldódást segíti, de a mikroorganizmusok aktivitására is hatással van, melynek eredményeképpen több szerves anyag és CO_2 termelődik, mely az oldódást segíti elő.

12.6 A vízkémiai jelleg és a különböző vízrezsim-körülmények összefüggése

Az áramlási rendszeren belül a különböző rezsimjellegű területek (be- át- és kiáramlási területek ld. 11. fejezet) az áramlástanban, azaz a fizikai tényezők eltérősége következtében, jellegzetes kémiai jellemzőkkel bírnak. Az áramlási pálya mentén általánosságban jellemző az összes oldott anyag mennyiségének növekedése, a $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ arány csökkenése (a szulfátredukciónak és a klorid jobb oldhatóságának köszönhetően), a $\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$ arány növekedése (a CO_2 fogyasztásának köszönhetően), a $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ arány csökkenése (kationcsere, valamint a CO_2 fogyasztásának köszönhető csökkenő mértékű karbonátoldódás miatt), $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ arány csökkenése (a CO_2 fogyasztásának köszönhető csökkenő mértékű karbonátoldódás miatt, és a MgSO_4 jobb oldhatóságának köszönhetően a CaSO_4 -el szemben).

Beáramlási területeket a beszivárgó esővíz miatt alacsony oldott anyag tartalom, magas CO_2 koncentráció (atmoszférából, talajból), alacsony hőmérsékleti és nyomás gradiens és lefelé történő áramlás, valamint a formációkon keresztüli áramlás jellemzi. Domináns ionok: Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} . A különböző közettípusok változatos összetételt eredményezhetnek. Az oldott anyag tartalom lefelé gyorsan növekszik. Jellemző folyamatok az oldódás (savak hatása), hidratáció, oxidáció, ioncsere.

Átáramlási területeken a beszivárgó víz összetétele a kőzet-víz kölcsönhatások eredményeképpen módosul. A területre állandó hőmérséklet, alacsony CO_2 tartalom a jellemző, a formációkon keresztüli áramlás azonban elhanyagolható. Domináns ionok a Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} és Cl^- . Az oldott anyag tartalom fokozatosan növekszik. Jellemző folyamatok az oldódás, kiválás, szulfátredukció, ioncsere.

Kiáramlási területeken a feláramlás következtében magas hőmérséklet- és nyomás gradiens fordul elő. Jellemző a formációkon keresztüli áramlás és a keveredés a frissen beszivárgó vízzel. Domináns ionok a Na^+ , SO_4^{2-} és Cl^- . Magas, de a keveredés miatti felfelé csökkenő oldott anyag tartalom jellemző a kiválás, redukció és a membránfiltráció folyamatai mellett.

12.7 A vízkémiai jelleg különböző rendű áramlási rendszerekben és a Chebotarev-sorozat

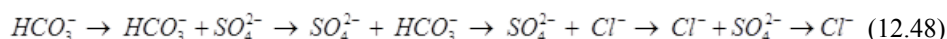
A lokális rendszerek kis mélységű és rövid áramlási útvonalakkal és rövid tartózkodási idővel jellemezhetők. Az áramlási sebesség gyors és erősen változó, sokszor változó áramlási irányokkal. Emiatt jellemző az intenzív kimosás, kioldás a kőzetekből. Alacsony a nyomás és hőmérséklet, a közettípus/ásványi összetétel is relatíve homogén. A lokális áramlási rendszerekre alacsony oldott anyag tartalom, a Ca^{2+} , Mg^{2+} és HCO_3^- ionok dominanciája jellemző. Az évszakos meteorológiai változások hatással vannak a vízösszetételre, általában megfigyelhető az összetétel évszakos változása.

Intermedier rendszerek közepes mélységgel, hosszabb áramlási útvonallal és hosszabb tartózkodási idővel jellemezhetők, a lokális rendszerekkel összehasonlítva, ezért az évszakos meteorológiai változásokra kevésbé reagálnak. Az áramlási sebesség itt már lassúbb, a nyomás és a hőmérséklet magasabb, a közettípus/ásványos összetétel heterogén. Az intermedier rendszereket magasabb oldott anyag tartalom és nagyobb kémiai változatosság jellemzi. Megjelenik a Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- . Az oldódás mellett már a kicsapódás is jellemző.

Regionális rendszerek esetében nagy mélységgel, hosszú áramlási útvonalakkal és hosszú tartózkodási idővel van dolgunk. Az áramlási sebesség nagyon lassú, a nyomás és a hőmérséklet nagy. Az oldott anyag tartalom magas, domináns a Na^+ és a Cl^- , alacsony O_2 és a CO_2 tartalom. Évszakos meteorológiai változások hatása nem mutatható ki.

Chebotarev (1955) ausztráliai kutak több, mint 10000 kémiai analízise alapján a különböző rendű áramlási területeken megfigyelt jellemző ionokból megállapított egy fejlődési sorozatot, mely a lokálistól a regionális áramlási rendszerig haladva és – az egyes rendszerekben belül – a beszivárgástól a megcsapolódásig is érvényes. Eszerint a lokális

rendszerek jellemző anionja a hidrogén-karbonát, az intermedier rendszereké a szulfát, a regionális rendszereké pedig a klorid.



12.8 Ellenőrző kérdések

1. Kérdés: Sorolja fel a felszín alatti vizek kémiai összetételét befolyásoló elsődleges és másodlagos folyamatokat!

Válasz: Az elsődleges folyamatok – oldódás, hidratáció, hidrolízis, redox folyamatok, savak hatása – a felszín alatti vizet oldott anyagokban gazdagítják. A másodlagos folyamatok – kémiai kiválás, ioncsere, szulfát redukció, töményedés, membránfiltráció – a víz kémiai karakterét módosítják annak következtében, hogy a víz folyamatosan új szilárd fázissal érintkezik.

2. Kérdés: Mely ábrázolási mód, melyik diagram hasznos nagy számú minta áttekinthető megjelenítéséhez?

Válasz: a Piper-diagram.

12.9 A fejezetben felhasznált irodalmak

Appelo, C. A. J., Postma, D., 2007, Geochemistry, groundwater and pollution, 2nd edition, Balkema, Leiden, The Netherlands, 649 p.

Back, W., 1961, Techniques for mapping of hydrochemical facies. US Geol Surv Prof Pap 424-D, 380-382.

Back, W., 1966, Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 498-A, 42.

Chebotaev, I. J., 1955, Metamorphism of natural water in the crust of weathering. Geochem. Cosmochim. Acta. 8, pp 137-170.

Fetter, C. W., 1994, Applied Hydrogeology. MacMillan College Publishing Company, Inc., New York, 691 p.

Freeze, R., A., Cherry, J., A., 1979, Groundwater. – Prentice Hall, Engwood Cliffs, New Jersey, pp 604.

Hem, J. D., 1989, Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. – U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254. Government Printing Office, Washington, 264 p.

Maucha, R., 1933, A víz kémiai összetételének grafikus ábrázolása. Hidrológiai Közölny, 13: 117-124.

Mazzullo SJ, Harris PM (1991) An overview of dissolution porosity development in the deep-burial environment, with examples from carbonate reservoirs in the Permian Basin. West Texas Geological Society, Midland, TX, 91–89, 125–138.

Mazzullo SJ, Harris PM (1992) Mesogenetic dissolution: Its role in porosity development in carbonate reservoirs. AAPG Bulletin 76(5): 607-620.

Parkhurst, D. L., Appelo, C. A. J., 1999, User's guide to PHREEQC (version 2)--A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259, 312 p.

Palmer AN (1995) Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks, in: Budd, A. D., Saller A. H., Harris, P. M. (eds.) Unconformities and porosity in carbonate strata AAPG Memoir 63: 77-101.

Varsányi Zoltánné, 2009, A földtudományok kémiai alapjai, JATE Press, 136 p.

13. fejezet - Hidrológiai környezet, felszínalatti vízrezsím, a felszínalatti vizekkel kapcsolatos folyamatok, hatások, jelenségek

A hidrogeológiai körülmények leírásához, értelmezéséhez, előrejelzéséhez és ellenőrzéséhez – ahogyan már utaltunk rá – egy elvi keretrendszert használhatunk, amely a fizikai és kémiai paraméterek két csoportjából áll, ezek a „hidrogeológiai környezet” és a „felszín alatti vízrezsím” (Tóth, 1970). E két paramétercsoport között ok-okozati összefüggés áll fenn. A környezet és a vízrezsím kvantitatív kapcsolatban állnak egymással. Valamennyi rezsím paraméter matematikailag kifejezhető a környezeti elemek függvényeként. Ez lehetővé teszi a felszín alatti vízrezsím kiértékelését, ha a környezeti viszonyok ismertek, illetve fordítva, a kőzetvázra és a többi környezeti elemre vonatkozó következtetés is levonható a rezsím tulajdonságok ismeretében. Mi ezeknek a jelentősége? A 11. fejezetekben megismerkedtünk az elemi és a kis vízgyűjtő medence fogalmával és áramképével. Elmondtuk, hogy a valós medencék áramképe, vízrezsime ezekéhez képest jóval összetettebb és visszavezethető a hidrogeológiai környezet elemeire.

13.1 A hidrogeológiai környezet

A hidrogeológiai környezet a morfológiai, geológiai, klimatikus paraméterek koncepcionális rendszere, amelyek meghatározzák egy adott terület felszínalatti vízrezsímjének legfontosabb jellemzőit (Tóth, 1970). A hidrogeológiai környezet három komponense a domborzat, geológia és a klíma. Ezeket a komponenseket számos paraméter alkotja.

A domborzat esetében a mélyedések, lejtők, magaslatok alakja és mérete, és a geomorfológiai elemek tájolása, gyakorisága fontos. A domborzat szolgáltatja a víz mozgatásához szükséges energiát, az áramlási tartomány határainak kialakításával meghatározza az áramlást létre hozó energia eloszlását.

A geológiai paramétercsoportban a kőzetek oldható ásvány tartalma és a különböző permeabilitású kőzettestek típusa, természete és geometriája (azaz a rétegzettség, lencsésesség, vetők, repedések, karsztosodás, anizotrópia foka) játszik meghatározó szerepet. A geológia képviseli a tározó közeget és a lehetséges áramlási pályákat, amelyektől az áramlás intenzitás, sebesség lokális mintázata, valamint a tározott víz mennyisége és eloszlása függ. Ezen felül meghatározza a vizekben oldott kémiai alkotókat, illetve a kompakció, kompresszió vagy hő által lokális vagy regionális energiaforrás lehet.

A klíma paraméterei közé tartozik a hőmérséklet, a csapadék mennyisége, típusa, évszakos eloszlása és a potenciális evaporáció. A klíma alapvetően a terület vízmennyiségét és eloszlását határozza meg.

Ezeknek a paramétereknek a természetben szinte végtelen számú kombinációja létezik, amelyek különböző módon hatnak az adott terület felszín alatti áramlási rendszerére és a felszín alatti víz áramlásához köthető jelenségekre.

13.2 A felszínalatti vízrezsím jellemzői

A felszín alatti vízrezsím vagy hidraulikai rezsím úgy definiálható, mint egy adott földtani régióhoz tartozó felszín alatti vizek térbeli összefüggő tartománya az összes, a vizekhez kapcsolódó jelenséggel együtt (Tóth, 1970 után módosítva). A felszín alatti térrész felszíni vetületét hidraulikai rezsímtérületként értékelhetjük. A felszín alatti vízrezsím a felszín alatti vizek és víztartók fizikai, kémiai tulajdonságait leíró paraméterekkel jellemezhető. A felszín alatti vízrezsím hat legfontosabb paramétere (p_i):

1. A telített kőzetekben jelenlévő víz mennyisége: $W(n)$
2. Áramlás geometria (a heterogenitás anizotrópia módosító hatásával): grad h
3. Áramlási intenzitás: q , vonalmenti sebesség: v

4. *Vízkémia*: C_w , melyet befolyásoló legfontosabb tényezők közé tartozik az elemek mobilitása, a hőmérséklet, a nyomás, a kőzet és víz kontaktusának felülete, a kontaktusra és a reakciók lefolyására rendelkezésre álló idő, az áramlási útvonal hossza, a kőzetváz ásványos összetétele és a beszívógó víz összetétele.

5. *Víz hőmérséklet* és egyéb fizikai jellemzők

6. Rezsímparaméterek *időbeli megváltozása*:

$$\sum_1^5 \frac{\partial p_i}{\partial t} \quad (13.1)$$

A hidrogeológiai környezet és a felszín alatti vízrezsím elméleti keretének ismerete számos gyakorlati helyzetben alkalmazható. A felszín alatti vízviszonyok előre jelezhetőek például kizárólag a hidrogeológiai környezeti paraméterek alapján. Tehát egy vízföldtani szempontból ismeretlen terület geológiai, morfológiai és klimatikus adottságai alapján egy koncepcionális vízföldtani modell hozható létre a terület áramképéről. Felismerhetünk továbbá számos olyan jelenséget, melyet alapvetően a felszín alatti vízáramlás idéz elő. A hidraulikai rezsím vizsgálatából következtetéseket vonhatunk le a geológiai viszonyokra vonatkozóan. A rendszer megértése számos gyakorlati probléma, mint például a vízutánpótlás, talajjavítás, öntözés, csatornázás, szennyezések kontrolálása, előrejelzés stb. megoldását segíti. Mindamelllett a hidrogeológiai környezet és a felszín alatti vízrezsím összefüggés rendszerének felismerése tudományos szempontból is jelentős, hiszen ezáltal a jelenségeket együttesen, rendszer szemléletben értelmezzük, mely korábban fel nem ismert összefüggések levezetéséhez vezethet.

13.3 A felszín alatti víz, mint földtani hatótényező

A felszín alatti vizek *földtani hatótényező* szerepe a hidrogeológiai környezet és a felszín alatti vízrezsím közötti kölcsönhatás következménye. A hosszú, geológiai időskálán keresztül fennálló felszín alatti vízáramlások szisztematikusan átalakítják környezetüket, mely során anyagot oldanak, leraknak, mobilizálnak, energiát szállítanak, kenőhatást fejtenek ki az ásvány szemcsék között. Mozgásuk következtében – mint láttuk – módosítják a pórusnyomást. A hatások szempontjából fontos, hogy a felszín alatti vízáramlások a teljes kőzetváz térfogatban működnek, azonban nemcsak a felszín alatt, de a felszínen is befolyásolják környezetüket. A felszín alatti víz által gerjesztett természeti jelenségek nagy számuk és sokszínűségük ellenére viszonylag kis számú alaptípusba, jelenségcsoportba sorolhatók, az egyes típusok variációival egyetemben, ami a hidrogeológiai környezet helyi jellemzőinek köszönhető. Felismerésüket nehezítik az időbeli különbségek, a napi, havi, éves, többéves, földtani időskálán való működésük.

A gravitáció által vezérelt felszín alatti vízáramlások két alapvető okból válnak földtani hatótényezővé. Egyrészt a felszín alatti víz és közvetlen környezete között zajló in situ kölcsönhatás miatt, másrészt a hierarchikus rendszerekbe rendeződött áramlás anyagtranszportja révén.

A víznek a környezetével való kölcsönhatása különféle természeti folyamatokat, termékeket és körülményeket generál. Az áramlási pályák szisztematikus rendszere azonban folyamatosan gondoskodik ezen hatások térbeli elosztásáról és jellemző mintázatba rendezéséről az áramlási tartományon belül. A víz 15-20 km-es mélységig mindenhol jelen van és folyamatosan áramlik a földkéregben, habár különböző intenzitással, a felszín közeli zónákra jellemző 10^{-3} m/s fluxustól egészen a nagy mélységekre jellemző 10^{-12} – 10^{-14} m/s nagyságrendű fluxusig.

13.3.1 In-situ kölcsönhatás a felszín alatti víz és a közvetlen környezete között

A víz és hidrogeológiai környezetének kölcsönhatását három fő típusba soroljuk: kémiai, fizikai és kinetikus. A kémiai folyamatokhoz az oldódás, hidratáció, hidrolízis, oxidáció-redukció, kémiai kiválás, ioncsere, szulfátredukció, töményedés, membránfiltráció tartoznak, melyeket a 12. fejezetben részletesen áttekintettünk. Fizikai folyamatok alatt a kenő hatást és a pórusnyomás változást értjük. A kinetikus és transzportfolyamatok pedig a víz, a vízzel elegyedő és nem elegyedő anyagok, valamint a hő szállítását foglalják magukban. Az egyensúlyra és energiaminimumra törekvő természetes folyamatok következményeképpen a felszín alatt mozgó víz

1. anyagot és hőt mobilizál és lead,
2. anyagot és hőt szállít,
3. kenőhatást fejt ki a kőzetben levő határfelületeken (ez különösen felszínközeli laza üledékekben fontos),
4. mozgása következtében módosítja a pórusnyomásokat.

A felszín alatti víz áramlása tehát különféle in situ hatásokat vált ki, amelyek természetét mindig a helyszín kémiai, fizikai és hidro-kinetikai paraméterei határozzák meg.

13.3.2 Áramlás: a szisztematikus szállítás és elosztás mechanizmusa

Az in-situ környezeti hatások önmagukban nem lennének elegendőek ahhoz, hogy a felszín alatti vizet számottevő geológiai hatótényezővé tegyék, mivel legtöbbjük időben és/vagy térben korlátozott módon jelentkezik. A legtöbb geológiai jelenség – mint például érctelepek, geotermikus anomáliák, wetlandek, karsztosodás stb. – kialakulásához hosszú ideig tartó nem-egyensúlyi állapotra van szükség. Ezek általában kisebb közettérfogatra koncentrálnak vagy nagy forrásrégióval rendelkező területeken alakulnak ki. Más jelenségek, mint pl. a növényzeti mintázatok, talaj- és kőzetmechanikai instabilitások, jégképződés, stb. elsődleges folyamatok következményeképpen kialakuló másodlagos hatások.

Az egyetlen mechanizmus, mely a sokszínű természeti jelenségek létrejöttéhez szükséges nem-egyensúlyi állapot létrehozásáért felelős és fenntartását biztosítani tudja, az a felszín alatti „szállítószalagként működő” szisztematikus vízáramlási rendszer. Az áramlási pályák mentén az in situ folyamatok során képződő termékek elszállítódnak fenntartva a nem – egyensúlyi állapotot, biztosítva az in situ reakciók folyamatos működését. Az elszállított anyag energiaminimum pontokban, hosszú idő alatt történő felhalmozódása pedig tipikus jelenségek létrejöttéhez vezet. Gondoljunk csak az áramtérben az anyagfelhalmozódásért felelős stagnáló pontokra, melyek kialakulásának hidraulikai hátterét a 11. fejezetben áttekintettük.

A gravitációs áramlási rendszerek által meghatározott természeti jelenségek sematikus képét mutatja be a 13.1 ábra. Az idealizált medence bal oldalán az egyenesen lejtő felszín által meghatározott egyetlen áramlási rendszer, jobb oldalán pedig az összetett topográfia által indukált hierarchikus áramlási rendszer látható. Ez utóbbinál megjelennek a lokális, intermedier és regionális áramlási pályák is. Minden áramlási rendszer – hierarchikus besorolásától függetlenül – rendelkezik egy utánpótlási, átáramlási és egy megcsapolódási területtel. A szállítószalagként működő áramlási rendszerek mentén valósul meg a víz és környezete egymásra hatása. Forrásrégiójuk a mobilizáció, terminális végük a felhalmozódás színtere.

A gravitációs áramlás által kialakított tipikus környezeti hatások és körülmények:

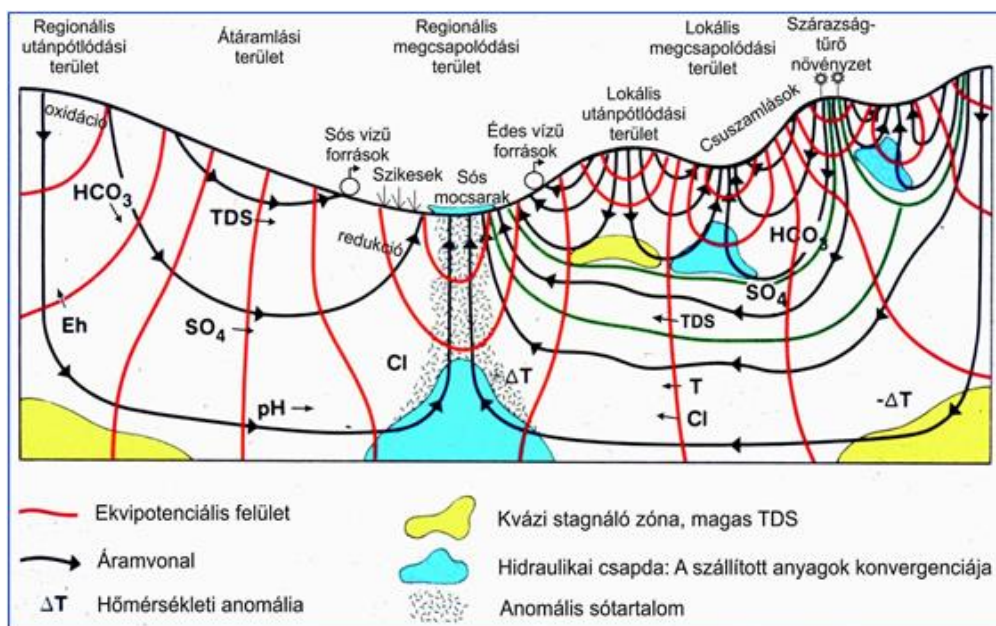
- Szubhidrosztatikus, hidrosztatikus, szuperhidrosztatikus hidraulikus emelkedési magasságok, amelyek az áramlási pálya mentén az utánpótlódási területtől a megcsapolódási terület felé haladva sorban követik egymást.
- Utánpótlódási területeken viszonylag száraz talajok (negatív vízmérleg), megcsapolódási területeken víztöbblet (pozitív vízmérleg), esetleges wetlandek kialakulása.
- A víz anion fáciesének szisztematikus változása $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$ irányba, mind az áramlási pályák mentén, mind pedig a mélység szerint haladva (lásd a 12.8. fejezetben részletesen).
- A beáramlási területeken kémiailag kimerült, kilúgzott talajok, míg az áramlási pályák végén megnövekedett sótartalom, sós talajok esetleg sófelhalmozódások.
- Sós mocsarak kialakulása olyan helyeken, ahol az intenzív só felhalmozódás és a wetland kialakulásához szükséges feltételek egyszerre jelentkeznek.
- Beáramlási területeken negatív, kiáramlási területeken pozitív geotermikus anomáliák.
- A felszín közelében beáramlási területeken oxidatív, kiáramlási területeken redukzív környezet.

- A vegetációborítás típusának és minőségének jellegzetes alakulása a kiáramlási, illetve a beáramlási körülmények által meghatározott tápanyag és nedvesség utánpótlás következtében.

- Kiáramlási területeken a földfelszín talaj- és kőzetállékonyság gyengülésének megnövekedett kockázata (pl. talajerózió, folyós talajok, földcsuszamlások, suvadás)

- A szállított ásványi anyagok akkumulációja: fémionok (vas, urán, fémszulfidok), szénhidrogének, antropogén szennyezők, elsősorban a szembe tartó áramló áramlási pályák találkozásánál (hidraulikus csapdák), illetve azon régiókban, ahol a szállított nem elegyedő fluidumokra (olaj, gáz) nézve folyadékpotenciál minimum alakul ki, pl. szemcseméret határokon illetve adszorpcióra hajlamos ásványokat tartalmazó kőzetekben.

A fent leírt hatások és körülmények kialakulását a gravitáció által hajtott felszín alatti vízáramlásoknak tulajdonítjuk. Mindazonáltal hasonló természetes hatásokat alakítanak ki más erők által előidézett áramlások is, mint az üledék kompaktció, tektonikus kompresszió, termikus konvekció, felhajtóerő, ásványok (pl. gipsz) dehidratációja és az ozmózis. A nem gravitáció által hajtott áramlási rendszerek azonban nehezebben követhetőek, ezért egyelőre még nem alkalmasak szisztematikus és általános tárgyalásra.



13.1 ábra: A gravitációs felszín alatti vízáramlások hatásai és mechanizmusai a földtani folyamatokban (Tóth J. 2009)

13.4 A felszín alatti vizek által előidézett jelenségcsoportok

Az előzőekben tárgyalt elvek értelmében számos természeti folyamat és jelenség tulajdonítható és köthető a felszín alatti vízáramlásokhoz. A felszín alatti víz termális és kémiai fejlődése elsődleges példák. Fontos felismerni azonban, hogy a kőzetváz és a felszín alatti vízmozgás közötti kölcsönhatás következtében nagyszámú különféle jelenség jön létre. A felszín alatti víz által gerjesztett természeti jelenségek nagy számuk és sokszínűségük ellenére viszonylag kis számú alaptípusba, jelenségcsoportba sorolhatók, ezeken belül néhány alcsoporttal, melyek a következők:

1. hidraulikai, hidrológiai

- i) helyi vízmérleg különbségek
- ii) regionálisan eltérő nedvesség viszonyok, vízmélység
- iii) vízszintingadozások

2. kémiai, ásványtani

- i) sótartalom és izotópos összetétel területi eloszlása
- ii) talaj sósodás, felszíni sókiválás
- iii) mállás, oldódás, cementáció
- iv) diagenézis

3. növénytani

- i) vegetáció típus: növénytársulások, indikátor növények
- ii) növényzet minősége

4. talaj- és kőzetmechanikai

- i) talajtípus
- ii) talajfolyósodás
- iii) talajerózió
- iv) lejtőállékonyság

5. geomorfológiai

- i) erózió és folyóvölgyek
- ii) karsztosodás
- iii) gejzírek és iszapvulkánok
- iv) fagyott dombok, pingók, jégmezők

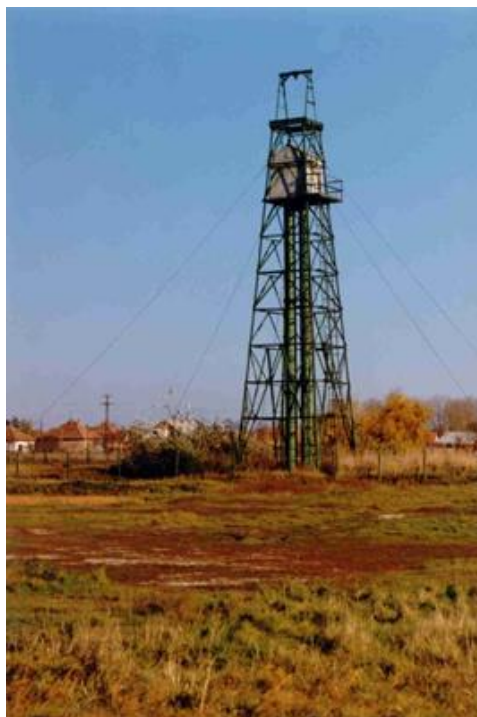
6. szállítási, felhalmozási

- i) hőmérséklet eloszlás
- ii) alacsony hőmérsékletű szulfidos ércesedés
- iii) urántelepek
- iv) szénhidrogéntelepek, olajszivárgások
- v) szennyezőanyagok terjedése

A következőkben tárgyalt jelenségek egyúttal jelzik a víz természetes – geológiai időskálán zajló – fejlődését is.

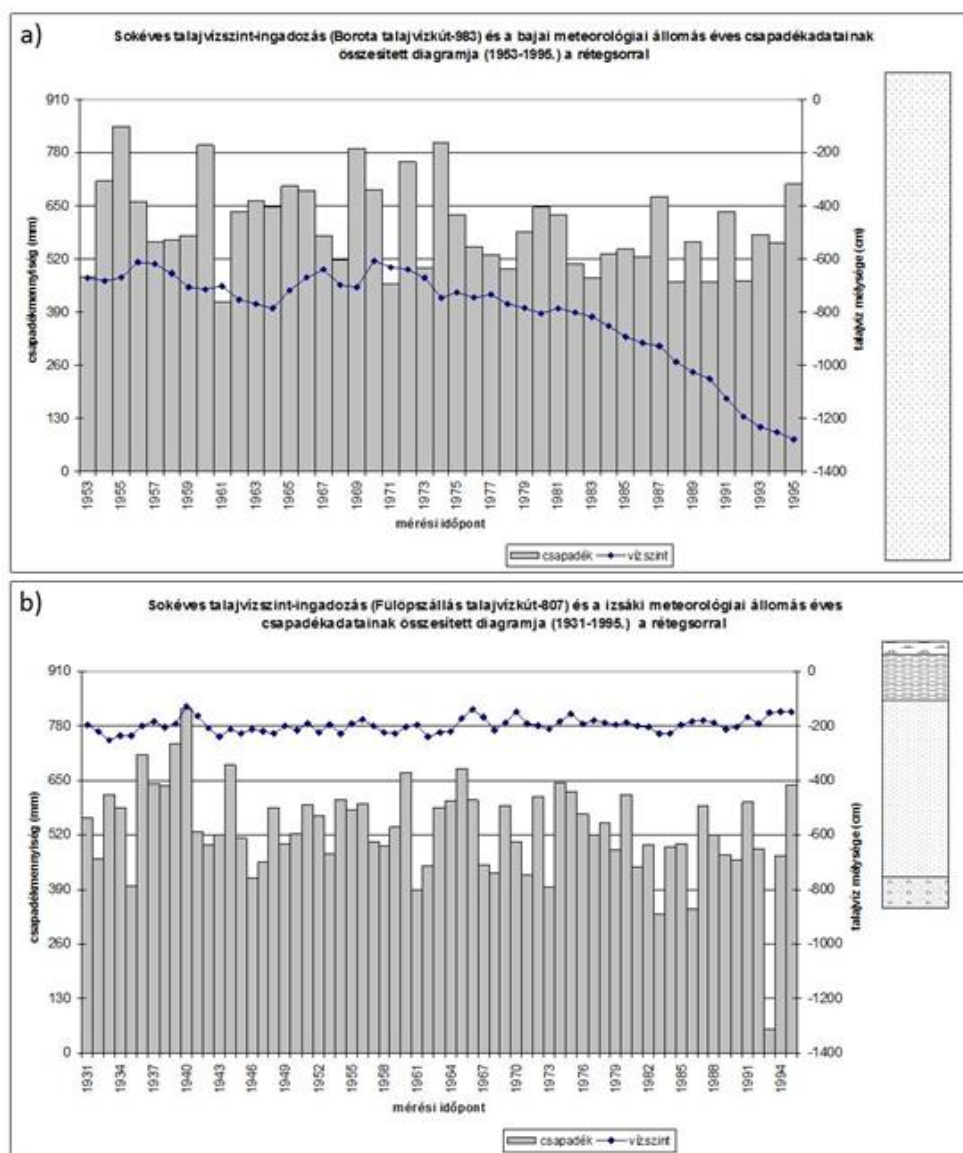
13.4.1 Hidrológiai és hidraulikai

A felszín alatti vízáramlás egyik legfontosabb hidraulikai jelensége az áramlás vertikális komponensének szisztematikus területi eloszlása. Kiáramlási területeken felfelé (13.2 ábra), beáramlási területeken pedig lefelé irányuló vízmozgás jellemző. Ehhez kapcsolódik a hidrológiai következmények közül a nedvesség hiány és a mély fekvésű víztükör az utánpótlódási területeken, valamint a nedvesség többlet és ehhez kapcsolódó sekély mélységben elhelyezkedő vízszint a megcsapolódási területeken (13.2 ábra). Ezek a megállapítások az átlagos talajvíztükörhöz viszonyítottak (Tóth, 1984).



13.2 ábra: Artézi vízviszonyok kiáramlási területen: Csongrád 17 m magas kútsövezés (Magyar Földtani és Geofizikai Intézet megfigyelőkútjai) (Fotó: Mádlné Szőnyi Judit).

Ugyanezen okokból kifolyólag a talajvíztükör szintjének időbeli változékonysága is eltérő a be- és kiáramlási területeken. Ezt a jellegzetességet a topográfia alakítja ki, de a mértéke és intenzitása nagyban függ a klimatikus elemektől és a földtani viszonyoktól is. A talajvíztükör szintjének éves ingadozása nagyobb a beáramlási területeken (13.3 ábra: a), ahol a vízutánpótlódás csak csapadék formájában érkezik. Így a nagyobb léptékű időjárási változások jobban érződnek, mint a kiáramlási területeken (13.3 ábra: b), ahol a csapadékon túl a feláramló felszín alatti víz folyamatos extra vízutánpótlást jelent. Ezzel szemben a havi, illetve napi ingadozás sokkal intenzívebb a kiáramlási területeken, ahol a talajvíztükör szintje a felszínhez közel helyezkedik el. A beáramlási területeken a mélyebben fekvő talajvízszintben a gyors csapadékesemények kevésbé tudják éreztetni hatásukat



13.3 ábra: a) A beáramlási területen elhelyezkedő Borota település egyik kútjában mért talajvízszint alakulás az éves csapadékösszegekkel együtt ábrázolva. A sokéves vízszintingadozás számottevő mértékű. b) A kiáramlási területen elhelyezkedő Fülöpszálláson található kútban mért talajvízszint alakulás az éves csapadékösszegekkel együtt ábrázolva. A talajvízszint sekély, a sokéves vízszintingadozás kismértékű.

Különleges hidraulikai helyzetben találhatók a Kanadából leírt, ún. préri gödrök (prairie potholes) vagy fűz-gyűrűk (willow rings). Ezek olyan regionális beáramlási területen található kisméretű (legfeljebb néhány 10 méter átmérőjű) topográfiai mélyedések, amelyeket jellegzetes, általában fűzfák dominálta vegetáció övez, és amelyek kiemelt szereppel bírnak a beáramlás szempontjából. Ősszel és télen egyenletes a beszivárgás, az utánpótlódás mértéke, és így a talajvíztükör nagyjából lineáris domborzatú. Tavasszal azonban, a hóolvadást követően a vízzel megtelők tavacsák koncentrált beszivárgást biztosítanak, így alattuk a talajvíztükör felemelkedik, akár a tavak szintjéig is. Ezt követően, a nyári szárazság idején a talajvíztükör mélyebbre süllyed, a tavacsákat övező fák vízfogyasztása azonban továbbra is hatással van a talajvíztükörré, amely lineáris lejtését csak a vegetációs időszakot követően nyerheti vissza.

A klíma és a geológia határozza meg, hogy az átlagostól való vízszinteltérések alig észrevehető talajnedvesség különbségekben nyilvánulnak-e meg, vagy a kiszáradt utánpótlódási területek és mocsaras mélyterületek kontrasztjában. A nedvesség különbség a kőzet permeabilitásáról is információt szolgáltat. A nagy permeabilitású kőzetváz (pl. homokdombok) esetében egy topográfiai magaslat és mélyedés között jelentős nedvesség különbségek jöhetnek létre, például száraz homokdomb tetők és a köztük lévő mélyedésekben kialakuló nyílt vízfelszín formájában.

A gravitációs felszín alatti vízáramlás által létrehozott hidraulikai viszonyok befolyásolják a vizes élőhelyek (mocsarak, wetlandek) hidrológiáját is. Az utánpótlódási területen jellemzően előforduló mocsarak (bogs) nedvesség többletüket a csapadékból és felszíni vízbefolyásból nyerik. Mivel a lefolyás érzékeny a csapadékra, ezért nagyon változékony a vízellátásuk. Kémiai környezetük oxidatív, 3-5 közötti jellemző pH értékekkel (Boelter és Verry 1977). A megcsapolódási típusú mocsarak (fens) hidrológiai egyensúlyát segíti a felszín alatti vizek hozzájárulása. A víz pH-jára 5-7 közötti érték, valamint redukzív kémiai környezet jellemző, a felszín alatti vízhozzájárulásnak megfelelően.

13.4.2 Kémiai és ásványtani

A 12. fejezetben már tárgyalt, áramlási pályák mentén zajló kőzet-víz kölcsönhatásból eredő kémiai folyamatok jellegzetes kémiai és ásványtani jelenségeket hoznak létre az áramlási pályák mentén és azok elvégződésénél egyaránt. Ezeket a kémiai és ásványtani jelenségeket az áramlás irányában és a mélységgel bekövetkező oldott anyag koncentráció (TDS) növekedés és szisztematikusan változó ionösszetétel jelzi. Ha a közeg geológiai felépítésétől eltekintünk, akkor a vízben jelen lévő ionok sajátos kémiai viselkedéséből fakadóan az áramlási pályák mentén egy általános ion-fejlődési sor írható fel (Chebotarev, 1955). Ezt a fejlődési sort Chebotarev-sorozatnak nevezzük. Az áramlási pálya mentén az anionok a Chebotarev sorozatnak megfelelően a következőképpen változnak: $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$, míg a kationok közül a nátrium és a kálium aránya növekszik az összes kationhoz viszonyítva ($\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+ \rightarrow \text{Na}^+, \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$). Természetesen ennek mértéke függ az áramlási pálya hosszától és a víz és kőzet közötti kontaktus idejétől. A szulfát és a klorid koncentráció összege az összes anionhoz viszonyítva szintén megnövekszik. Ez az elvi sorozat természetesen módosul a kitöltő közeg közettani felépítésének megfelelően. Például egy sókőzet esetében az áramlási pálya kezdete után végig Na^- és Cl^- lesz az uralkodó.

Az áramlási pálya mentén nemcsak az ionok mennyisége és eloszlása, hanem ezzel összefüggésben a pH és redox viszonyok is jellegzetesen változnak. A pH általánosságban az áramlás irányában nő, 6-7-ről 7-8-ra. A szén-dioxid és szabad oxigén szintje csökken. A redoxpotenciál az utánpótlódási területeken pozitív, azaz oxidatív viszonyok az uralkodók, míg a megcsapolódási területeken negatív, mely redukzív viszonyokat jelez. Beáramlási területek az oldódás, kilúgzás zónái, míg megcsapolódási területeken a felhalmozódás, kiválás jellemző.

Számos példa alapján genetikus korreláció mutatható ki a regionális felszín alatti víz hidraulika, a felszíni víz hidraulika és a felszín alatti vízkémia között. Sós mocsarak általában magasabb rendű (regionális, intermedier) vízáramlási rendszerek kiáramlási területein alakulhatnak ki, ha azt a helyi vízmérleg lehetővé teszi. Az evaporáció dominanciája és a felszíni lefolyás hiánya ezeken a megcsapolódási területeken felszíni sófelhalmozódást eredményez (13.4 ábra). Sók, mint a NaSO_4 , NaCl , $\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ és CaCO_3 , amelyeket a megcsapolódó víz a felszínre szállít, visszamaradhatnak a talajban talajsósodást okozva, vagy kiválásokat képezhetnek nátrium-szulfát, halit vagy gipsz formájában.



13.4 ábra: Felszíni sókiválás a Duna-Tisza közén (Fotó: Mádlné Szőnyi Judit)

A Duna-Tisza köze jó példa annak igazolására, hogy a felszínen látható kémiai jelenségek a felszín alatti vízáramlásokkal szoros kapcsolatban állnak (ld. 11. fejezet 11.18. ábra). A Duna-Tisza köze területén a Duna- és Tisza-völgyében egy jellegzetes közel É-D irányú nedves-szikes zóna mutatható ki, felszíni sókivállással, erősen szikes talajokkal és a vizek magas oldott anyag tartalmával (1000-10000 mg/l). Ez a Duna völgyében élesebben rajzolódik ki, míg a Tisza völgyében mozaikosabb formát mutat. A folyóktól távolodva a Duna-Tisza közti hátság területe felé, még mindig találkozhatunk nedves területekkel, azonban itt már édesvízi környezet a jellemző, a sókiválások megszűnnek, mocsaras-lápi környezet uralkodik (TDS > 1000 mg/l). Ez a jellegzetes térbeli eloszlás a felszíni kémiai jelenségekben nagyon jó korrelációt mutat a felszín alatti vízáramlásokkal (11.18. ábra). A hátság környezetében, ahhoz közelebb a területen uralkodó, sekélyebb, gravitáció által hajtott áramlási rendszerek csapolódnak meg, melyek vize viszonylag alacsonyabb oldott anyag tartalommal bír (~500-1000 mg/l), ezzel szemben a folyók völgye felé közeledve uralkodóvá válik az pre-neogén aljaztból feláramló magas oldott anyagtartalmú víz (1000-10000 mg/l), mely képes a só felszínre hozatalával hozzájárulni a szikesedés kialakításához (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009, Simon et al., 2011).

13.4.3 Növényteni jelenségek

A felszín alatti vízáramlás jelentősen befolyásolja a vegetáció élőhelyét a nedvesség- és sótartalmával, mely tápanyagot biztosít a növények számára. A felszín alatti vízviszonyok az előforduló növények típusát és minőségét is befolyásolják. A talajvízszint magassága hatással van az oxigén ellátottságra. Amennyiben a gyökérszót víz borítja, akár anaerob körülményeket is kialakíthat, csökkentve a szerves anyag lebomlásának mértékét, a folyamatokat a tözegképződés irányába eltolva (13.5 ábra).

A viszonylagos vízhiány miatt a beáramlási területeken főleg szárazságtűrő növényzetet (xerophyta) találunk. Az átáramlási területek átlagos talajnedvesség körülményein a mesophyta növények alakítanak ki zárótársulásokat. A megcsapolódási területeken a nutriens elérhetőség sokkal jobb, mivel a kiáramló felszín alatti víz tápanyagban gazdag környezetet biztosít a nedvességkedvelő (phreatophyta) és sótűrő (halophyta) (13.6 ábra) növényzet számára. A legtöbb növény a nedvesség és sótartalom egy bizonyos tartományát viseli el, ezért a felszínalatti vízrezsímet sokkal inkább a növénytársulások jelzik, mint az egyes fajok.

A vízellátottság mellett a növényzettípus kialakulását a víz összetétele is jelentősen befolyásolja. Erre jó példa az előző alfejezetben (13.4.2), a kémiai jelenségeknél tárgyalt szikes és lápi rendszerek térbeli elterjedése a Duna-Tisza közén. Hiszen nemcsak a sókiválás és a talajok ásványos összetétele különbözik az eltérő felszín alatti vízzel táplált területeken, hanem a megjelenő növényzettípus is. Szikes területen a sókedvelő növények, míg lápi területen a vízkedvelő, de nem sótűrő fajok jellemzőek. A már említett szikes-lápi övezetes elterjedés a felszín alatti víz eltérő összetételének eredménye.

Sok esetben egy adott területet nem csak egy, hanem több különböző rendű áramlási rendszer befolyásol, és ezek együttes hatása határozza meg a létrejövő növényzettípust. Erre jó példa szintén a Duna-völgyében elhelyezkedő Kelemen-szék esete. A tó egy időszakos, sekély, szikes tó, sókivállással, jellegzetes szikes növényzettel. A területen uralkodó regionális áramlási rendszerek tükrében (11.18. ábra) és a kémiai és növényteni jelenségek alapján is egyértelműen magaabbs rendű áramlási rendszer kiáramlási területén helyezkedik el. A részletes lokális léptékű vizsgálatok azonban rámutattak, hogy a tó vízellátásáért csupán egy sekély helyi áramlás felelős, ami egy közeli magaslat és a helyi mély pont (ahol a tó is fekszik) között alakult ki. Ez az áramlás azonban nem hoz elég sót a szikes növényzet létrejöttéhez. A sóforrás a pre-neogén kristályos aljzat felől feláramló, nagy oldott anyag tartalmú vizekhez köthető, melyek felfelé áramolva hidraulikailag alátámasztják a tó környezetében kialakult kis lokális áramlást és sót juttatnak rajta keresztül a felszínre. A mélyből induló áramlás tehát mennyiségileg nem, de minőségileg teljes mértékben meghatározza a tó és környezetének kémiai és növényteni viszonyait (Simon, 2010).



13.5 ábra: Kiáramlási terület: Vörös-mocsárban tőzeg felhalmozódás (Fotó: Angelus Béla)



13.6 ábra: Magasabbrendű kiáramlási helyen élő sótűrő növény: Salicornia rubra (Fotó: Angelus Béla)

13.4.4 Talaj- és kőzetmechanikai, geomorfológiai jelenségek

Az áramló víz mennyisége és minősége, valamint a talajvíztükör szintjének elhelyezkedése a talajtípusok kialakulására is hatással van. Beáramlási területen, mélyen fekvő talajvíztükör mellett kis nedvességtartalmú talajok alakulnak ki, úgy, mint a mezőgazdasági művelésre alkalmas csernozjom, valamint réti- és erdőtalajok. Kiáramlási

területen a vízzel való ellátottság miatt lápi és réti talajok lehetnek jellemzőek. Ezen felül a víztöbblet miatt kilúgzó hatás is jelentkezhet. A kiáramló víz kémiai összetétele is befolyásolja a talajok jellegét. A hegységi területeken a megcsapolódó víz általában édesvíz, míg a síkságokon igen magas lehet a sótartalma (Farvolden, 1961; Ihrig, 1966; Tóth, 1972, 1984). Nagy oldott anyag tartalom esetében a kiáramló vizek oldott formában szállított Na^+ , Cl^- , és SO_4^{2-} ionjai kicsapódnak, és szikes – szolonyc, szoloncsák – talajokat hoznak létre a kiáramlási területeken (Stefanovits, 1981).

A felszín alatti víz azonban nemcsak a talajtípusokat befolyásolja, de a talajok és kőzetek fizikai megjelenését is, hiszen a vízhez talaj- és kőzetmechanikai folyamatok is köthetők. Az utánpótlódási területen az eláramló felszín alatti víz pórusnyomás csökkenést, hatékony feszültség növekedést okoz. Ez a rétegek tömörségében, jó stabilitásában mutatkozik meg. Ez a jelenség a talaj kompaktálódásában is megnyilvánul, szélsőséges esetben (például intenzív vízkitermelés esetén) térszínsüllyedéshez vezet. Jó példa erre a kaliforniai Sacramento-völgy, amelynek bizonyos területein mára a 10 métert is meghaladta a térfelszín süllyedése, köszönhetően a sivatagi klímát ellensúlyozandó felszín alatti vízzel történő öntözésnek.

Kiáramlási területeken a feláramló felszín alatti vizek a felszín közelben pórusnyomás növekedést, ezáltal hatékony feszültség csökkenést idéznek elő, melynek eredménye a talajfolyósodás és egyéb kapcsolódó jelenségek. Kis területen jelentkező talajfolyósodás (folyós homok, szappanlyukak, iszapvulkánok) alakulhat ki, amikor helyi, relatíve nagy vezetőképességű lencsés heterogenitások a feláramlást a kőzettérfogat kis keresztmetszetére fókuszálják. Ez a jelenség megfigyelhető ártereken, völgytalpakon, tenger- és tópartokon, sivatagi vádikban, bányákban, kutakban, gátak, töltések alatt. Amennyiben a kiáramlás topográfiailag nem sík környezetben történik, kúszás, csuszamlás, iszapfolyás alakulhat ki.

A felszín alatti vízáramlás okozta kőzetmechanikai gyengülés és erózióknak kitettség gyakran geomorfológiai jelenséggé „növi ki” magát. Ilyen jelenségek:

- (1) forrásoktól, folyós homokoktól kiinduló hátráló erózió, amely vízmosássá vagy patakmederré fejlődhet,
- (2) völgyfalak csuszamlása a felszín alatti víz kiáramlása miatti gyengülés és erózió következtében,
- (3) folyó- vagy patakmeder-erózió,
- (4) felszín alatti víz kiáramlása által előidézett vagy fokozott iszapfolyás és földcsuszamlás, amelyek tartós változást okoznak a lejtő képében és törmelékhalmban összegyűlve patakokat gátolhatnak el, különösen, ha ismételten előfordulnak.

A hidrogeológiai környezet elemeinek változása függvényében ezek az alap folyamatok nagyon változatos jelenségformákat hozhatnak létre. A humid klímán kiáramláshoz köthető sós mocsarak, szappanlyukak, hideg éghajlaton jégdombok, pingók, jégmezők formájában jelentkeznek. Előbbieknél víz áramlik fölfelé finomszemcsés kőzeten keresztül, azt szuszpenzióban tartva, utóbbiaknál a feláramló víz fagyás során bekövetkező tágulása emeli meg a talajt.

A felszín alatti víz által előidézett geomorfológiai jelenségek közül az egyik leginkább problémát okozó, a lejtőcsuszamlás. Sok esetben a kiáramló felszín alatti víz lejtőcsuszamlásban betöltött szerepét elhanyagolják, azonban számos példa mutatja, hogy az egyértelműen csökkent az állékonyságot. Reid és Iverson (1992) hipotetikus modellkísérletek (numerikus szimuláció) segítségével vizsgálta a száraz és nedves lejtő esetében az állékonyság változását. Egyértelműen kimutatták, hogy nedves lejtő esetében az állékonyság sokkal kisebb. Mindemellett a csuszamlás leginkább a felszín alatti víz megcsapolódása által érintett lejtőszakaszokon a legvalószínűbb. A lejtőfal alakja is meghatározó. Domború (konvex) fal esetében a lejtő alsó szakasza, míg homorú (konkáv lejtőoldal esetében a felső szakasz a kevésbé állékony. Ezeknek megfelelően a lejtőcsuszamlások elleni védekezésben a lejtő víztelenítése, illetve vízellátásának csökkentése fontos megelőzési pont. Az olaszországi Vajont gát tragédiája intő példa ennek elhanyagolására. A gát feletti víztározó feltöltését a környező hegyoldalak instabil állapotára figyelmeztető jelek ellenére is folytatták az 1960-as évek elején. 1963-ban aztán egy két hetes esős időszakot követően 260 millió m^3 szikla omlott/csúszott a rezervoárba 110 km/h sebességgel, a tározóból szivárgó vizek pórusnyomás növelésének eredményeként. A rezervoárból kicsapó 250 m magas vízhullám 5 települést törölt el a föld színéről a gát alatti völgyben, s több mint 2000 embert ölt meg. Érdeemes megjegyezni, hogy a gát maga teljesen ép és stabil maradt. A szintén olaszországi Campo Vallemaggia falu, talán tanulva az előbbi katasztrófából, egy a csapásiránnyal párhuzosan mélyített csatorna segítségével gátolta meg a várható nagymértékű földcsuszamlást a falu fölé magasodó lejtő oldalában. A csatorna összegyűjtötte és gravitációsan elvezette a a lejtőoldalba érkező

felszín alatti víz nagy részét és a völgyben folyó folyóba juttatta. Ezáltal a csuszamlás kockázata jelentősen csökkent a lejtőfal pörusnyomás csökkenésének következtében (Eberhardt et al., 2007).

A felszín alatti víz által előidézett geomorfológiai jelenségek közül a leginkább ismert és tanulmányozott a karsztosodás. A karsztjelenségek (pl. barlangok, források) a felszín alatti víz közvetlen megnyilvánulásának tekinthetők. Karsztos jelenségek előfordulhatnak mészkőben, dolomitban, gipszben, kősóban. A kontinentális karsztrendszerek két alapvető típusát, az epigén és a hipogén karsztokat, újabban szintén a felszín alatti áramlási rendszerek keretében különítik el (Klimchouk, 2007). Ez alapján az epigén karsztrendszerek lokális áramlási pályák mentén, vagy intermedier és regionális áramlási pályák beszivárgási zónáinál alakulnak ki. A hipogén karsztok intermedier és regionális áramlási rendszerek megcsapolódási zónáira jellemzőek. Az epigén rendszerek esetében a csapadékvízből és a talajból származó szén-dioxid oldó hatása a legfontosabb karsztosodási folyamat. Ezzel szemben a hipogén rendszerek kialakításában mélységi eredetű gázok (CO_2 és H_2S) és fluidumok játszhatnak szerepet.

13.4.5 Szállítási és felhalmozódási jelenségek

A felszín alatti vízáramlásokhoz kapcsolódó szállítási és felhalmozódási jelenségek közé tartozik a hőtranszport, az üledékes szulfid ércesedések, uránium ércesedések, tavak eutrofizációja, szennyezőanyag transzport, valamint a szénhidrogének migrációja és csapdázódása.

Az áramló felszín alatti víz jellegzetes hőmérsékleti eloszlást eredményez. Ha áramlás nélküli közegben vizsgáljuk a hőmérséklet eloszlást, azt tapasztaljuk, hogy a geotermikus gradiensnek megfelelően a mélységgel arányosan nő a hőmérséklet. Azonban a talajvízszint alatt a közeg vízzel kitöltött és ez a víz áramlási pályák mentén mozog. Mivel a mozgó víz nemcsak a kémiai elemeket, anyagokat, hanem hőt is mobilizál, szállít és összegyűjt, így a medencék hőeloszlásában a vízáramlásoknak kiemelt szerepe van ott, ahol a permeabilitás nem elhanyagolható (13.1 ábra). Vízáramlások jelenléte nélkül a hőmérséklet terjedése csak konduktív módon történik. A valóságban ezt egészíti ki, módosítja a vízáramlás által okozott konvektív (advektív) hőtranszport. Ennek érvényesülése a vízáramlás intenzitásának, sebességének is függvénye. A vízáramlások tehát módosítják a hőmérsékleti eloszlást a különböző rezsimjellegű területeken (13.1 ábra). A hőmérséklet növekedése a mélységgel kisebb az átlagos geotermikus gradiens alapján várt értéknél az utánpótlódási területek alatt, mivel a beáramló hideg víz a mélység felé tolja el az izotermákat. Így itt negatív hőmérsékleti anomáliát tapasztalunk. Kiáramlási területeken éppen fordított a helyzet. A feláramló felszín alatti víz felfűti környezetét, a geotermikus gradiensek alapján várhatóan nagyobb hőmérsékleteket eredményezve.

A hőmérséklet eloszlás mellett gazdaságilag fontos ércek és ásványi nyersanyagok keletkezése, és csapdázódása, felhalmozódása is a felszín alatti áramlási rendszerekhez köthető.

Elméleti megfontolások értelmében a szénhidrogének és a felszín alatti vizek regionális migrációja azonos pályákon történik (Tóth, 1980, 1988). Ugyanakkor a víz és a szénhidrogének fizikai tulajdonságainak (elsősorban sűrűségének) különbségéből adódóan, megfelelő energetikai viszonyok mellett, a szénhidrogének a rájuk vonatkozó folyadékpotenciál minimum mellett csapdázódhatnak, míg a víz tovább mozog (Hubbert, 1953, Wells, 1988). A felhalmozódások szempontjából megkülönböztethetünk hidraulikai és hidrodinamikai csapdákat. Hidraulikai csapda konvergáló felszín alatti vízáramlási rendszerek határán, regionális potenciál minimumban alakulhat ki (13.1 ábra). Ezekben a zónákban a vízáramlás iránya rendszerint megváltozik, általában vízszintesből függőlegesbe fordul, miközben a nyomás, sótartalom, és hőmérsékleti gradiens is megnő. A nyomás és hőmérséklet csökkenése, illetve a sótartalom növekedése egyaránt a szénhidrogének vizes oldatból történő szételegyedésének kedveznek. Ezenkívül fizikai szűrőmechanizmusok (mikropórus szűrés, kapilláris erők) is segíthetik a szénhidrogének csapdázódását. Ilyen hidraulikai csapdák olyan helyeken várhatók, ahová a konvergáló felszín alatti vízáramok geológiai időközön át szénhidrogéneket tudtak szállítani. Ez a helyzet általában kiáramlási területek alatt fordul elő. A hidrodinamikai csapdázódás lokális potenciál minimumokban történik, melyek kialakulása általában antiklinális vagy boltozatos szerkezetekben gyakori, de bizonyos körülmények között monoklinális dőlésű rétegben is előfordulhat. A szénhidrogének víztől való szeparációját, illetve csapdázódását ez esetben is a sűrűségkülönbségek idézik elő. Azaz a víznél kisebb sűrűségű olaj, és még kisebb sűrűségű gáz azonos hajtóerő mellett is más-más irányba áramlik, ezáltal potenciál minimumuk sem esik egybe. Következésképpen, a gáz és olaj csapdázódhat saját potenciál minimumának megfelelően, miközben a víz tovább áramlik potenciál-minimum hiányában.

Egy, a szénhidrogének felszín alatti vizekkel történő együttes migrációjához kapcsolódó további jelenség az ún. geokémiai kémény (geochemical chimney). Ez egy a szénhidrogének migrációjának direkt (olaj vagy gáz nyomok)

és/vagy indirekt (szénhidrogén-metabolizáló baktériumok; elektromos, mágneses, stb. anomáliák) nyomait viselő redukált zóna, amely akár felszín közeli rétegekben is jelentkezhet. A „kémény” elnevezés onnan származik, hogy eredetileg a szénhidrogén felhalmozódás felett, függőlegesen elnyúlt zónának gondolták, és az anomáliák felismerése után ennek megfelelően, függőlegesen lefele keresték a felhalmozódást. Valójában azonban ezek a redukált zónák általában a felszín alatti vízáramlások irányába elmosódottan jelentkeznek, s így a felhalmozódást inkább a felszín alatti vízáramlási pályák mentén, az áramlási iránnyal ellentétesen érdemes keresni.

Az olajmigráció és csapdázódás mellett ércképződési folyamatok is kötődnek felszín alatti vízhez. Ilyenek kiemelten a Mississippivalley típusú (MVT) ércesedések, melyek létrejötte a felszín alatti vizek regionális áramlásának, mobilizáló és felhalmozó hatásának köszönhető. A jelenség lényege, hogy fémionok, melyek elsősorban oxidatív formában mobilisak, szulfát gazdag sós vizekkel áramolnak, és a megcsapolódási területeken egy redukív fronthoz kötődően redukálódva fém-szulfid kiválásként halmozódnak fel. A redukcióban mind a mikrobák, mind a kiáramlási területek környékén felhalmozódó szerves anyag (szénhidrogén, szén, tőzeg) szerepét mutatták ki. A redukív környezet kialakulását okozhatja különböző áramlási rendszerek találkozása is. Hasonlóan keletkeznek az ún. „roll-front”- és lemezes típusú urántelepek. Mivel az urán csak oxidatív körülmények között mobilis, redukív zónába érve kicsapódik.

Fontos megjegyezni, hogy a felszín alatti vízáramlás geometriájának megváltozása már kialakult szénhidrogén és érctelepek remobilizációját is előidézhetheti.

Szintén a felszín alatti vizek szállító és akkumuláló szerepéhez köthető a felszínről vagy felszín alatti antropogén létesítményekből beszivárgó szennyezőanyagok transzportja. Ezek felszín alatti tartózkodási ideje, illetve adott felszíni objektumok elérési ideje attól függ, hogy milyen áramlási rendszerbe került a szennyezőanyag. Regionális rendszer esetén hosszú elérési idők és nagy távolságok várhatók, ami akár a szennyezőanyag degradálódásához is vezethet. Lokális áramlási rendszerbe kerülve azonban relatíve rövid időn belül és már a szennyező forráshoz közel számíthatunk a szennyezés újbóli felbukkanására.

Végezetül, a felszín alatti vizek szállító és akkumuláló szerepéhez köthető bizonyos esetekben tavak eutrofizációja is, melynek során a vízben lévő foszfor és nitrogén túl nagy mennyisége a víz algásodásához vezet. A tápanyagok dúsulása természetesen származhat felszíni vizekből is, de kiáramlási területen felszín alól is.

13.5 A felszín alatti vizek megcsapolódásához köthető jellegzetes jelenségek részletes bemutatása

Az előző fejezetekben részletezett különböző jelenségtípusok közül talán a leggyakrabban előfordulók és legkönnyebben tanulmányozhatók a kiáramlási területekhez kötődő jelenségek. Ezért a felszín alatti víz kiáramlásához kötődő jelenségek közül részletesen tárgyalunk néhány jellegzetes példát.

13.5.1 Elsődleges és másodlagos jellemzők kiáramlási területek esetében

Meinzer megfogalmazásával élve (1923, p. 48) „A felszín alatti víz hidraulikus megcsapolódása a víz folyadék állapotban történő kifolyása a telített zónából a földfelszínre vagy egy felszíni víztestbe”. A felszín alatti vizek megcsapolódása – mint azt a 11. medencehidraulikai fejezetből megismerhettük – negatív függőleges hidraulikus gradienssel (fluxusvektor pozitív, gradiens vektor ezzel ellentétes irányú, ezért negatív), viszonylagosan alacsony topográfiai helyzettel, környezettől eltérő vízminőséggel és hőmérsékleti viszonyokkal jár együtt. Ezeket összefoglalóan a felszín alatti víz megcsapolódás elsődleges jellemzőinek nevezzük (Tóth, 1971).

Ugyanakkor a megcsapolódáshoz szisztematikusan köthetők bizonyos jelenségek: források (springs), szivárgások (seepages), folyóshomok (quicksand), szappanlyukak (soap holes), gejzírek (geysers), fagyott dombok (frost mounds), pingók (pingos), felszín alatti vizek által táplált tavak (groundwater lakes) és mocsarak (marshes). Továbbá bizonyos felszínközeli és felszíni só felhalmozódások, földcsuszamlások (landslides), süppedékes talajok

(slumps), talajfolyások (soil creep), vízmosások (gully) amelyek azt jelzik, hogy ezeknek a különféle jelenségeknek egy közös előidézője a felszín alatti víz megcsapolódása.

A fönti morfológiai és geológiai jelenségek ezért úgy értelmezhetők, mint a gravitációs vezérlésű vízáramlásokon keresztüli felszín alatti víz megcsapolódás (groundwater discharge) környezetileg befolyásolt megnyilvánulásai, másodlagos jellemzői (Tóth, 1971).

13.5.2 Megcsapolódási jelenségek a hidrogeológiai környezet függvényében

13.5.2.1 Források

A forrás a felszín alatti víz látható felszínre kerülése egy vagy több jól definiált természetes nyíláson keresztül (13.7. ábra).



13.7. ábra: Forrás – Oregon, Three Sisters Wilderness Area, Linton Meadow (USA)

A források kialakulásának környezeti feltételei: elkülönülő forráskilépési pontok; a megcsapolódás mértéke haladja meg a helyi evapotranspiráció mértékét; a forrásszáj környezetének nagy permeabilitása; nagy hidraulikus gradiens; elegendően nagy mennyiségű, az áramlási rendszert tápláló csapadék.

A különféle típusú források kapcsolata a négy elsődleges jellemzővel egyértelmű. A források közelében a víztükör szintje alatt, a mélységgel nő a hidraulikus emelkedési magasság. Némegyszer kifolyó vizü kutak fordulnak elő a források közelében. A források a környezetükhöz képest mély topográfiai szinten fakadnak (Léczfalvy, 1966). A források kémiai összetétele gyakran eltér a forráskilépési pont kőzetétől. Ezt bizonyítják a példák, amikor szulfátos forrásvíz fakad karbonátos kőzetből. A forrásvíz hőmérséklete gyakran évszaktól függetlenül stabil értéket mutat. Ugyanezt erősítik az ásványvíz minőségű vizet adó és a forróvizes források is. A forrást gyakran kör vagy félkör alakú mélyedés veszi körül, számos esetben patakot táplál a forrásvíz. A forrás közelében ásványlerakódások lehetnek (mészutafa, pl. Pamukkale), gőzölgések kísérhetik, ha a forrásvíz hőmérséklete melegebb a környezeténél. Ahol a forrásvíz jelentős nedvességtöbbletet jelent a terület átlagos nedvesség viszonyaihoz képest, ott jellemzően vízkedvelő növények veszik körül (13.7 ábra). A környező talajok, kőzetek elszíneződése is gyakran megfigyelhető a hő vagy a kémiai reakciók (pl. vasoxi-hidroxid kiválás) miatt. A források jelzik a létrejöttüket befolyásoló domináns környezeti tényezőket. Hévízes források származhatnak abból, hogy a forrást tápláló áramlási rendszer nagy mélységben felfűtődik (pl. Hévíz, budai melegforrások), forró magmás intrúzió közelségéből lemeztectonikailag aktív területeken (Új-Zéland, Izland stb.) vagy hideg víz és forró gázok keveredéséből.

A forrás vízhozam változásait a geológiai és éghajlati tényezők együttesen szabályozzák. A vízhozam változások függenek az áramlási rendszer tározási képességétől, továbbá az áramlási rendszert feltöltő csapadék események közötti idő és az áramlási rendszerben való tartózkodási időarányától. Ahol ez az arány kicsi, a forráshozamok változékonysága is kicsi, ahol nagy, ott a források időszakosak.

A források körüli depressziók nagyobbak és az elvezető patakok is gyakoribbak laza, erodálható kőzetekből fakadó forrásoknál, mint a konszolidált kőzetekből kilépőknél. Nagy hozamú, kisszámú forrás, fejlett forrásszájak jellemzők az oldási járatokkal vagy repedezettséggel jellemezhető kőzetekben. Nagyszámú, kis hozamú forrás fakad a porózus kőzetekből.

Arid területeken a források körül jellemzően előforduló vízkedvelő növényzet feltűnőbb, mint humid klímán, ahol a vízkedvelő növények nem okoznak a környezethez képest nagy eltérést. Arid klímán, sík terepen rossz vízvezetőség és nagy evapotranspiráció mellett számottevő lehet a források közelében az ásványkiválás. Humid klímán ez kevésbé jellemző vagy egyáltalán nem fordul elő.

13.5.2.2 Szivárgások

A szivárgás a felszín alatti víz folyadék állapotban történő diffúz felszínre kerülése ott, ahol az átlagos intenzitása meghaladja a helyi evapotranspirációt.

Kialakulásuk környezeti feltételei ugyanazok, mint a források esetében az egyedi forrásszájtól eltekintve. A kapcsolódó jelenségek is hasonlóak. A szivárgások gyakran forrásokkal együtt fordulnak elő.

13.5.2.3 Folyós homok

A folyós homok vízzel telített konszolidálatlan homok tömeg, melynek hatékony szilárdsága kisebb, mint ugyanezen anyag szilárdsága száraz körülmények között. A szilárdság elvesztése a kiáramló víz pórusnyomás emelő hatásának a következménye, amely elegendő ahhoz, hogy a szemcseközi hatékony feszültséget le csökkentse vagy negatívvá tegye. Ebben a helyzetben a homokszemcsék szuszpenzióba kerülnek és a homok fizikailag folyadékként viselkedik.

Kialakulásának környezeti feltételei: konszolidálatlan vízzel telített homok, a vízmozgás függőleges komponensének határozott kiáramlási jellege. Ez szükséges ahhoz, hogy a homokszemcsék súlyát ellensúlyozza. Fontos a homok nagy permeabilitása, a jelentős hidraulikus gradiens és a vízutánpótlás. Ezek a feltételek ott teljesülnek, ahol kiáramlási területeken, heterogén kőzetekben zsebszerűen laza, finomszemcsés üledékek találhatók a felszínen vagy a felszín közelben. Alluviális, glaciális és eolikus területeken jellemző, de megtalálható folyóvölgyek alacsonyabb lejtőin, tó- és tengerpartokon is.

A kapcsolódó jelenségeket itt is a hidrogeológiai környezet határozza meg. Ezek részben hasonlóak a forrásoknál ismertettekhez. Ezen kívül jellemző ezeken a területeken a gyér vízkedvelő, sőtűró vegetáció, ill. a növényzet teljes hiánya. Gyakori az ásványi anyag felhalmozódás. A felszíni vízvezető csatornában erózió figyelhető meg ott, ahol a folyós homok gyengítő hatása érvényesül. A folyós homok az áramlás erőssége függvényében szivárgássá alakulhat. Fontos a megcsapolódás időbeli változása a folyós homokok esetében. Száraz időszakban a folyós homok kiszáradhat, de intenzív csapadékosság után ismét aktívvá és veszélyessé válhat.

13.5.2.4 Szappanlyukak

A szappanlyuk a földfelszín olyan része, amely korlátozott kiterjedésű, homok, iszap, agyag és víz viszkózus keverékéből épül fel. Ezen a heterogén, tixotróp tulajdonságokkal jellemezhető közegen keresztül mérsékelt megcsapolódás zajlik. A szappanlyukak nem fordulnak elő sem extrém hideg, sem meleg klímán. Leginkább mérsékelt égövön jellemzőek. Aktivitásuk az áramlási rendszerek aktivitásával áll szoros összefüggésben. Csapadékosabb időszak után jellemzőbbek. Az iszapvulkán (mud vulcano) (13.8. ábra) ugyanaz a jelenség, mint a szappanlyuk, azzal a különbséggel, hogy a megcsapolódási zsebekben több az agyagos, kolloid anyag. A kapcsolódó jelenségek a folyós homokéhoz hasonlóak.



13.8. ábra: Iszapvulkán

13.5.2.5 Gejzírek

A gejzírek olyan forró vizes források, amelyekből a forró víz és gőz szakaszosan, robbanásszerűen csapolódik meg (13.9 ábra).



13.9 ábra: Kaptár vagy méhkas gejzír – Yellowstone National Park, Wyoming, USA

Lényegében módosult megcsapolódási mechanizmusú forrásoknak tekinthetők.

Kialakulásukhoz szükséges: hőforrás (magma vagy gőz), víz utánpótlás és a forrasszáj alatti kavernásodott tárolórendszer. Ha ezen környezeti feltételek közül bármelyik hiányzik, forró vizes forrás vagy szivárgás vagy hideg karsztforrás alakul ki.

A forrasszáj alatti tárolórendszer egy vagy több kavernából áll, amely alatt közvetlenül repedezett kőzetek találhatók. Ebbe a tároló rendszerbe csapadék eredetű vizet szállítanak a gravitációs vízáramlások. A vizet közeli magmás

test, forró gőz vagy gáz melegíti fel. Amikor a rezervoárban uralkodó nyomás a légköri és a hidrosztatikus nyomás összegét meghaladja, a víz és a gőz a nyíláson kitor, hirtelen nyomásesést idézve elő a felszín alatti járatokban, kavernákban.

Az, hogy a gejzírek a felszín alatti víz megcsapolódás speciális megnyilvánulásai az is igazolja, hogy az elsődleges megcsapolódási jegyek környezetükben megfigyelhetők. Általában mély fekvésű helyzetben fordulnak elő, ezért beszélhetünk ún. gejzír medencékről.

13.5.2.6 Fagyott dombok

A fagyott dombok olyan domborzati magaslatok, amelyek a fagyhatás következtében jönnek létre. Kialakulásuk feltétele a domb alatt található konszolidálatlan anyag, vizet jól vezető lencse, amelyen keresztül koncentrált vízkiramlás lehetséges. További feltétel az időszakosan vagy állandóan fagyott talaj jelenléte. Méretük rendkívül változó, átmérőjük néhány métertől kilométer nagyságrendig terjedhet, magasságuk néhány centiméter és 100 m között változhat. A hideg égövi területeken jellemzőek, Alaszkában, Észak-Kanadában és Szibériában. Előfordulnak még a hosszú téli fagy területein, de csak évszakos jelenségeként. Kialakulásuk egyszerűen magyarázható a víz fagyás során bekövetkezőtérfovat növekedésével.

A pingók vagy hidrolakkolitok eredete is hasonló. Változatos méretű jég maggal rendelkező dombok, amelyek konszolidálatlan szemcsés anyagban alakulnak ki. Csúcson gyakran kráter-szerű depresszió található, amelyben kis tavacska, forrás vagy szivárgás észlelhető. Gyakran árkok szabdalják a tetejüket, amelyet vízkezelő növények népesítenek be.

A pingókhoz, fagyott dombokhoz kapcsolódó jelenségek megegyeznek a többi jelenségnél említettekkel: alacsony topográfiai helyzet, források, szivárgások, vízkezelő növények, környezetnél magasabb hőmérséklet (folyik a víz a hideg égövön).

13.5.2.7 Felszín alatti vizes tavak és mocsarak

Felszíni víztest, amely körül a nedves, mocsaras felszíni körülmények utalnak a felszín alatti vizes eredetre. Fennmaradásuk csapadék és felszíni lefolyás hiányában is biztosított. Az állandóan nedves viszonyok a felszálló felszín alatti víznek köszönhetőek, ezért a tavak, mocsarak kialakulásához szükséges feltételek hasonlóak a forrásokéhoz, szivárgásokéhoz. Ugyanakkor rendkívül változatos környezeti feltételek mellett, trópusi, préri, hegyvidéki vagy hidegégövi körülmények között egyaránt előfordulhatnak. Valamennyi egyedi esetben a megcsapolódási körülmények a helyi környezeti viszonyokat tükrözik, amelyet nehéz sematizálni.

Ugyanakkor lényeges különbségek vannak hasonló klimatikus körülmények között kialakult felszín alatti vizes és felszíni vizes tavak, mocsarak között. A vízvezető kőzetek tározó képességük folytán áramlás kiegyenlítő hatást fejtenek ki a felszín alatti vizes tavak és mocsarak vízhozamára. Ezért a felszín alatti vízzel táplált tavak kevésbé változékonyak, kisebb a vízszintingadozásuk, mint a felszíni lefolyással táplált megfelelőiknek. A viszonylagosan stabil vízszint a tavak partja körül övezetes növényzet kialakulásához vezet.

Ezek körül a tavak körül szintén megtalálhatók a megcsapolódásra jellemző egyéb jelenségek, források, szivárgások, szappanlyukak, sókiválások, míg ugyanezek nem fordulnak elő a kizárólag felszíni vízzel táplált tavak körül.

Az előbbi jeggyel szoros összefüggésben, a felszín alatti vízből táplálkozó tavak sótartalma jóval jelentősebb, összehasonlítva felszíni vizes megfelelőikkel.

A hőmérsékletingadozásban is különbség mutatható ki, a felszín alóli táplálás stabil hőmérsékleti viszonyokat eredményez.

Különbség észlelhető a tófenék állagában is. A felszín alatti vízzel táplált tavak medre a folyamatosan feláramló felszín alatti víz miatt viszonylag lágy, folyós, esetenként hepehupás, zónás elhelyezkedésű növénytársulások, sófelhalmozódás jellemzik. A felszíni vízből táplált tavak tömör, kevésbé nedves fenekűek jóval egységesebb növényborítottsággal, sófelhalmozódás nem jellemző.

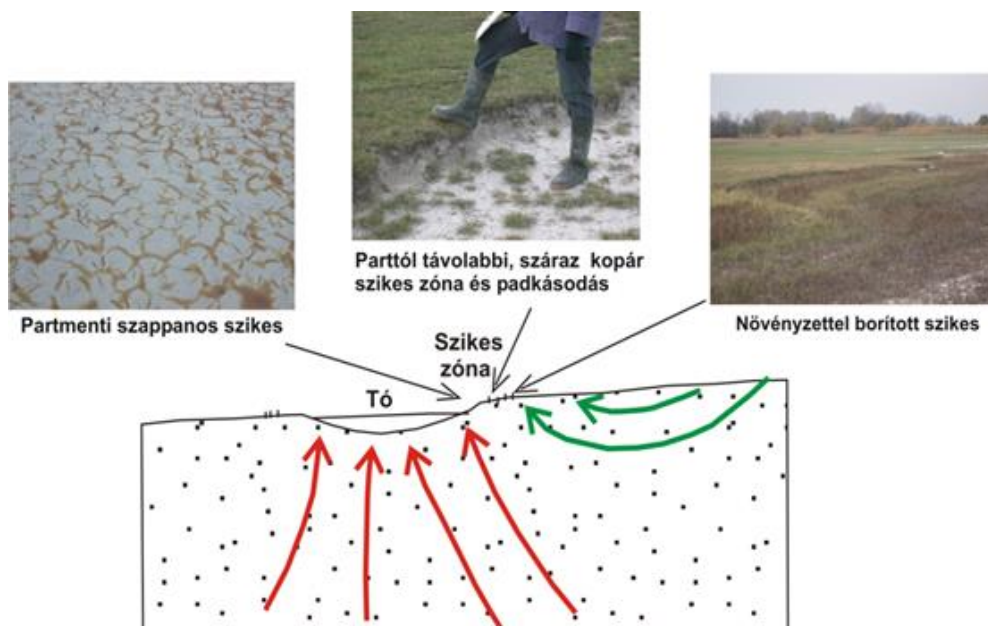
A vízszintek jellemzően minimum szintet érnek el a téli időszakban a felszíni vizes mocsaraknál, tavaknál, míg a felszín alatti vizes megfelelőik vízszintje télen növekedhet.

Az előbbieken vázolt diagnosztikus különbségek természetesen viszonylagosak. Mindazonáltal megértésük fontos szerepet játszhat egy terület felszín alatti vízrendszerének megértésében.

13.5.2.8 Só felhalmozódások

A felszín alatti vizek által kioldott ásványi sók szállítódás után kiválhatnak és a víz evaporáció révén a felszínen vagy a felszín közelben felhalmozódhatnak a kiáramlási területek felett. A környezeti tényezők függvényében a só felhalmozódások típusa és intenzitása is változhat. A legjellemzőbbek a nátrium-klorid, nátrium-szulfát, kalcium-, magnézium-klorid és szulfátkiválások. Az intenzitás az analitikailag kimutatható mértékű gyenge sósságtól egészen a só kivirágzásig, playakig, ásványi nyersanyag méretű só felhalmozódásig terjedhet.

A só felhalmozódás hidrogeológiai környezeti feltételei: az evaporáció haladja meg a felszín alatti víz megcsapolódás mértékét, az áramlási közeg viszonylag magas sótartalma, viszonylag hosszú felszín alatti tartózkodási idő, viszonylag kevés csapadék és a felszín alatti lefolyás hiánya (amely a sót eltávolíthatná a felszínről) (13.10 ábra).



13.10 ábra: Szikes területek jelenségei a kiáramlási területek elhelyezkedéséhez képest (Simon, 2010 nyomán)

Mindezekből következik, hogy a felszín alatti víz kis áramlási intenzitása és a forró száraz klíma kedveznek leginkább a sófelhalmozódásnak. A kis áramlási intenzitás leginkább a csekély topográfiai gradienssel vagy a kis kőzetpermeabilitással áll összefüggésben. Ezek a feltételek mérsékelt reliefen, szemiarid és arid klímán, agyagos vagy iszapos kőzetek jelenléte esetén teljesülnek.

13.5.2.9 Gravitációs tömegmozgások

A léptéktől függően a csuszamlások, suvadások, talajfolyások tartoznak a gravitációs tömegmozgások körébe. Közös jellemzőjük, a kőzetanyag lejtés irányában történő elmozdulása. Ha felszíni víz indít el ilyen mozgásokat, akkor szűk és meredek falú árok képződik, más néven vízmosás. Gyakran találkozhatunk azzal, hogy a felszín alatti víz megcsapolódás szolgál alapjául ilyen jellegű mozgásoknak.

Megnöveli a felszíni anyag mobilitását a megnövekedett pórusnyomás és a feláramló víznek köszönhetően. Ez utóbbi csökkenti a hatékony feszültséget, a kőzet stabilitását; a víz nedvesítő hatása pedig elősegíti a szemcsék elmozdulását. Bizonyos agyagásványok duzzadása is hozzájárul a folyamathoz.

13.6 Ellenőrző kérdések

1. Kérdés: Miért nevezhető a felszín alatti víz földtani hatótényezőnek?

Válasz: A hosszú, földtani időskálán keresztül fennálló felszín alatti vízáramlások átalakítják környezetüket. Anyagot oldanak, leraknak, mobilizálnak, energiát szállítanak, kenőhatást fejtenek ki az ásványiszemcsék között, módosítják a pórusnyomást, a felszín alatt és a felszínen különböző jelenségcsoportokat idéznek elő.

2. Kérdés: Mik a felszín alatti víz megcsapolódásának elsődleges és másodlagos jellemzői?

Válasz:

Elsődleges jellemzők: negatív hidraulikus gradiens, viszonylag alacsony topográfiai helyzet, környezetétől eltérő vízminőségi és hőmérsékleti viszonyok.

Másodlagos jellemzők: A felszín alatti víz megcsapolódás környezetileg befolyásolt megnyilvánulásai, pl: források, szivárgások, folyós homok, szappanlyukak, gejzírek, fagyott dombok, pingók, felszín alatti vizek által táplált tavak, mocsarak, sófelhalmozódások, földcsuszamlások, süppedékes talajok, talajfolyások, vízmosságok.

3. Kérdés: Milyen jelenségcsoportokat idéznek elő a felszínalatti vizek?

Válasz: Hidrológiai és hidraulikai, kémiai és ásványtani, növényani, talaj- és kőzetmechanikai, geomorfológiai, szállítási és felhalmozódási.

13.7 A fejezetben felhasznált irodalmak

Boelter, D.H. and Verry E.S. (1977) Peatland and Water in the Northern Lake States, US Department of Agriculture Forest Service, General Technical Report, NC-31.

Chebotarev, I.I. (1955) Metamorphism of natural water in the crust of weathering. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 8. 22-48, 137-170, 192-212.

Eberhardt E, Bonzanigo L and Loew S (2007) Long-term investigation of a deep seated creeping landslide in crystalline rock. Part II. Mitigation measures and numerical modelling of deep drainage at Campo vallemaggia. *Can. Geotech. J.* 44: 1181-1199.

Hubbert, M.K. (1953) Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, 37(8), 1954-2026

Klimchouk, A.B. (2007) Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective.

National Cave and Karst Research Institute Special Paper #1, Carlsbad (2007)

Léczfalvy (1966) *Vízbeszerzés, vízellátás forrásokból.* Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

Meinzer, O.E. (1923) *Outline of ground-water hydrology.* US Geology Survey Water Supply, Washington, p. 48.

Mádl-Szőnyi J., Tóth, J. (2009) A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluvium, Hungary. *Hydrogeology Journal* 17, pp.961–980.

Reid and Iverson (1992) Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential 2.- Effects of slope morphology, material properties, and hydraulic heterogeneity. *Water resource research*. 285 (3), pp. 939-950

Simon Sz. (2010) Characterization of groundwater and lake interaction in saline environment, at Kelemenszék Lake, Danube-Tisza Interfluvium, Hungary. Ph.D. Thesis, 167 p., ELTE TTK

Simon, Sz., Mádl-Szőnyi J., Müller I., Pogácsás Gy. (2011) Conceptual model for surface salinization in an overpressured and a superimposed gravity-flow field, Lake Kelemenszék area, Hungary. *Hydrogeology Journal* 19. 3, pp. 701-717.

Stefanovits, P. (1981) *Talajtan – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.*

Tóth, J. (1970) A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrogeology*, 10(2) 164-176.

Tóth, J. (1971) Groundwater discharge: a common generator of diverse geologic and morphologic phenomena. International Association of Scientific Hydrology Bulletin, 16(1-3), 7-24

Tóth, J. (1972) Properties and manifestations of regional groundwater movement. Proceedings, 24th International Groundwater Congress, Section 11. Montreal, pp. 153-163.

Tóth, J. (1980) Cross-formational gravity-flow of groundwater: a mechanism of the transport and accumulation of petroleum (the generalized hydraulic theory of petroleum migration). In Problems of Petroleum migration, ed. Roberts, W.H.III and Cordell, R.J. Studies in Geology No10. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists, pp. 121-167.

Tóth, J. (1984) The role of regional gravity flow in the chemical and thermal evolution of ground water, In: Proceedings, Practical Applications of Ground Water Geochemistry ed. Hitchon, B and Wallick, E.I. First Canadian/American Conference on Hydrogeology. Worthington. OH: National Water Well Association and Alberta Research Council. pp. 3-39.

Tóth, J. (1988) Ground water and hydrocarbon migration. In. Hydrogeology, Geology of North America, vol. 0-2, ed. Back, W. Rosenshein, J.S. and Seaber, P.R. Boulder CO: Geological Society of America pp: 485-502.

Tóth J. (1999) Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. Hydrogeol J 7, pp. 1-14.

Wells, P.R.A. (1988) Hydrodynamic trapping in the Cretaceous Nahr-Umr Lower Sand of the North area, offshore Qatar. Journal of Petroleum Technology, 40, 357-362.