www.salampnu.com

سایت مرجع دانشجوی پیام نور

- ✓ نمونه سوالات پیام نور : بیش از ۱۱۰ هزار نمونه سوال همراه با پاسخنامه تستی و تشریحی
- ✓ کتاب ، جزوه و خلاصه دروس
- ✓ برنامه امتحانات
- ✓ منابع و لیست دروس هر ترم
- ✓ دانلود کاملا رایگان بیش از ۱۴۰ هزار فایل مختص دانشجویان پیام نور

www.salampnu.com

بسم الله الرحمن الرحيم

آبهای زیر زمینی

- تعداد واحد: 3 واحد
- منبع: زمین و منابع آب
- مولف: محمود صداقت
- تهیه کننده اسلاید:یزدان محبی حسن آبادی

این درس جزء دروس تخصصی رشته زمین شناسی گرایش محض و کاربردی می باشد.دانشجویان دراین درس با نحوه اکتشاف و بهره برداری از آبهای زیر زمینی آشنا می شوند.

فصل اول

کلیات

موضوعات مورد مطالعه در این فصل

- ✓ اهمیت استفاده از آبهای زیر زمینی
- ✓ تاریخچه بهره برداری از آبهای زیرزمینی

اهمیت استفاده از آبهای زیر زمینی

آب زیر زمنی یکی از مهمترین منابع تامین آب شیرین مورد نیاز انسان است.بهره برداری از منابع آب زیر زمینی، برای مصارفی چون کشاورزی، صنعت و شرب، توسعه زیادی پیدا کرده است.در حال حاضر در کشور ما حدود 49 میلیارد متر مکعب آب از منابع زیر زمینی برداشت میشود.

تاریخچه استفاده از آب زیر زمینی

اولین راه بهره برداری از آب زیرزمینی احتمالا چاه بوده است.قدیمی ترین چاه آبی که تاکنون بجای مانده در دره رود سند است که ساختمان آنرا به 6000 سال پیش می دانند.ایرانیان مبتکر ساختن قنات هستند و از 3000 سال پیش شروع شده و به دیگر نقاط گسترش پیدا کرده است.

فصل دوم

- آب در زمین و لایه های آبدار

موضوعات مورد بحث در این فصل

- ویژگیهای فیزیکی و سنگ شناسی محیطهای متخلخل
- پخش آب در زمین
- لایه آبدار یا سفره آب زیرزمینی

- آب در زیر زمین در منافذ و فضاهای خالی سنگها و خاکها جمع می شود
- اصطلاح آب زیر زمینی را برای بخشی از آبهای زیر سطح زمین بکار می برند که به وسیله چاه، چشمه یا قنات قابل برداشت است.

منافذ موجود در سنگ ها

- منافذ اولیه : منافذی هستند که در زمان تشکیل سنگ در آن بوجود آمده است.
- منافذ ثانویه: منافذی هستند که در نتیجه فرایند های زمین شناسی مختلف پس از تشکیل سنگ در آن بوجود می آید.

تخلخل

- عبارت است از در صد حجم فضاهای خالی موجود در یک سنگ به حجم کل آن.

$$n = \alpha = \frac{V_v}{V_t}$$

- n : تخلخل
- V_v : حجم فضای خالی
- V_t : حجم کل

عوامل مؤثر بر تخلخل در رسوبات سخت نشده:

- ✓ درجه جور شدگی و شکل دانه ها
- ✓ آرایش دانه ها

الف : تخلخل بالا - دانه های گرد شده - با جور شدگی خوب

ب : تخلخل کم : دانه های گرد شده - باجور شدگی ضعیف

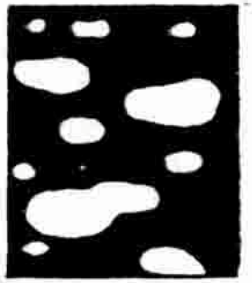
ج - تخلخل متوسط : دانه های گوشه دار - با جور شدگی خوب

د - تخلخل خیلی کم : دانه های گوشه دار - با جور شدگی ضعیف

شکل ۲-۱- تخلخل در رسوبات سخت نشده با جور شدگی و شکل دانه‌ها ارتباط دارد.

عوامل مؤثر بر تخلخل در سنگ ها

- شکستگی ها
- هوا زدگی
- انحلال



الف : تخلخل حفره‌ای - ممکن است حفرات مرتبط نباشند (مثلاً در بازالت)

ب : تخلخل انحلالی - انحلال متوسط در امتداد مرزهای بلورها (مثلاً در سنگ آهک)

ج : تخلخل در امتداد شکستگیها یا سطوح لایه بندی

شکل ۲-۲ - تخلخل در سنگهای متراکم با حفرات اولیه سنگ، حفرات انحلالی، درزها و شکستگیهای موجود در سنگ بستگی دارد.

نسبت پوکی

- عبارت است از نسبت بین حجم فضاهای خالی به حجم قسمت جامد.

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

- e: نسبت پوکی
- V_v : حجم فضای خالی
- V_S : حجم قسمت جامد

دانه بندی رسوبات

- تجزیه و تحلیل اندازه دانه های رسوبی در مطالعات هیدرولوئوژي اهمیت زیادی دارد و به وسیله آن یکی از شرایط فیزیکی محیط های متخلخل را می توان مشخص کرد. برای این کار منحنی دانه بندی رسوبات را رسم می کنیم.

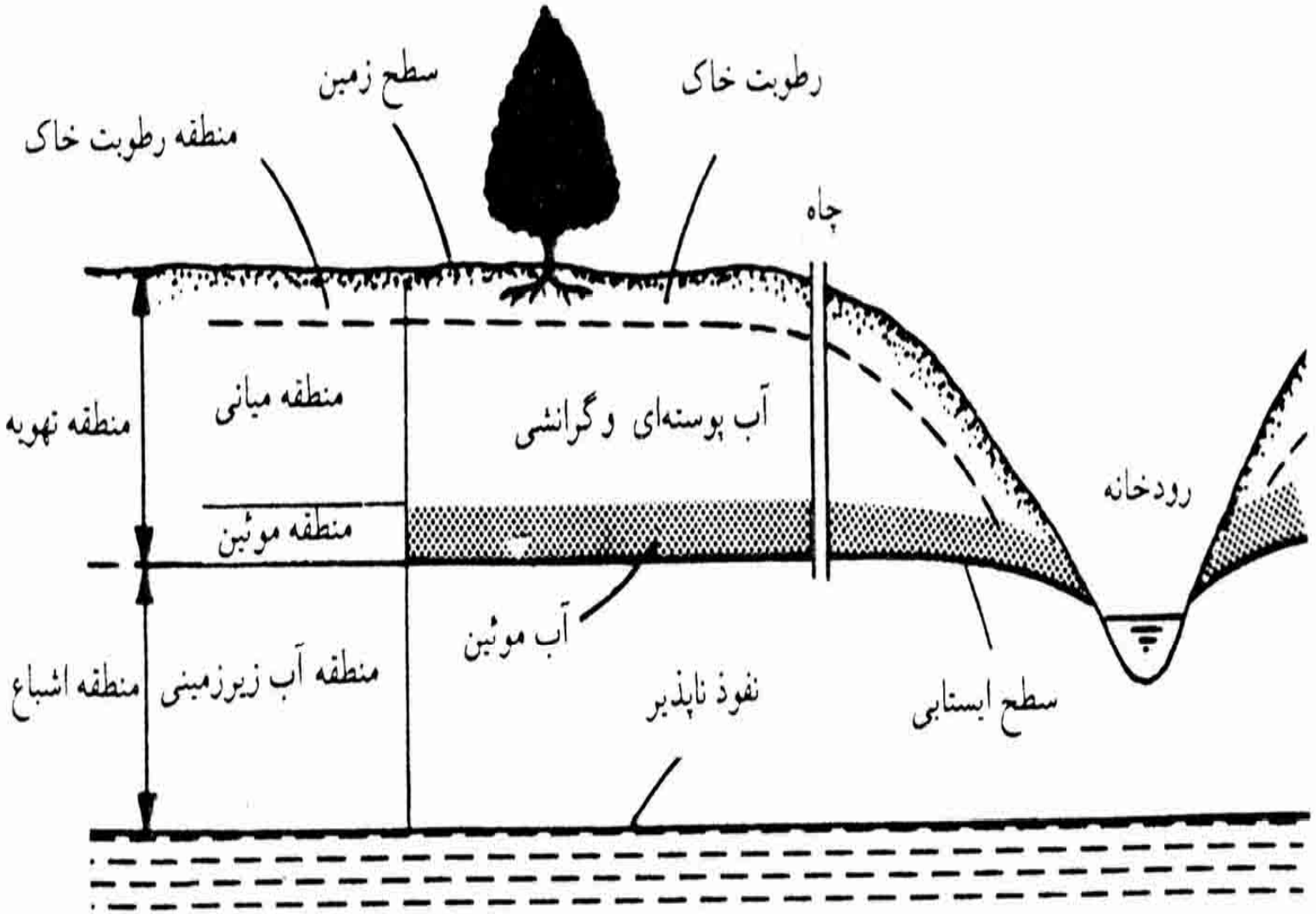
ضریب یکنواختی

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

- C_u: ضریب یکنواختی
- $d60$: قطری که 60 درصد وزنی ذرات نمونه از آن کوچکترند.
- $d10$: قطری که 10 درصد وزنی ذرات نمونه از آن کوچکترند.

پخش آب در زمین

- منطقه تهویه یا غیر اشباع: بخشی از زمین است که از سطح فوقانی تا منطقه اشباع ادامه دارد .
- منطقه اشباع :در زیر منطقه تهویه قرار دارد ودر آن تمام منافذ به وسیله آب اشغال شده است .



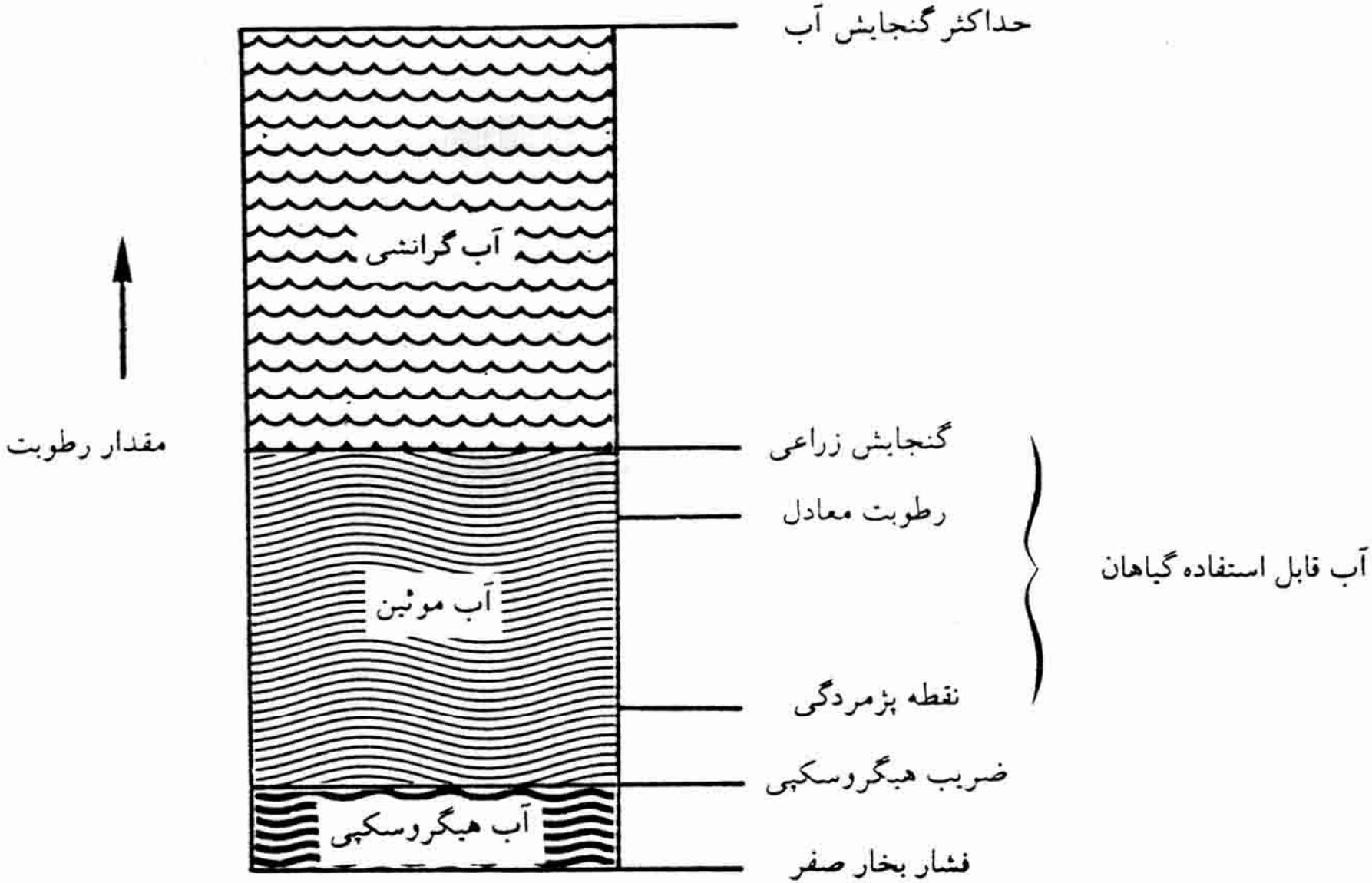
شکل ۲-۵ پخش رطوبت در نیمرخ قائمی از زمین

قسمتهای مختلف منطقه تهویه

- منطقه رطوبت خاک
- منطقه میانی
- منطقه مویین

اصطلاحات منطقه رطوبت خاک

- رطوبت معادل
- ضریب هیکروسکوپی
- آب هیکروسکوپی
- نقطه پژمردگی
- گنجایش زراعی
- حداکثرگنجایش آب



شکل ۲-۶- نقاط تعادلی و رده‌های مختلف آب در منطقه رطوبت خاک

- منطقه میانی: این منطقه از قسمت زیرین منطقه رطوبت خاک تا حد بالای منطقه مویین ادامه دارد.
- فشار آب در منطقه تهویه به علت کشش سطحی آب ، منفی است که برای اندازه گیری آن از کشش سنج استفاده می شود.

منطقه مویین

- از سطح ایستابی تا حد بالا رفتن آب ادامه دارد.
- آب تا ارتفاعی بالا می رود که دو نیروی مویین و گرانی برابر شوند.

$$hc = \frac{2\tau}{r\gamma}\cos\lambda = \frac{0.15}{r\gamma}\cos\lambda$$

- Hc: ارتفاع بالا رفتن آب مویین
- t : کشش سطحی آب
- λ : زاویه تماس
- r : شعاع لوله

مقدار رطوبت خاک

- درصد وزنی رطوبت =Ww –Wd×100/Wd
- درصد حجمی رطوبت=Ww-Wd×100/Vt
- درصد اشباع = Vw×100/Vv

- آب نگهداری شده : آبی است که در مقابل نیروی گرانی در این منطقه نگهداری می شود .
- نگهداشت ویژه(Sr):عبارت است از نسبت بین حجم آبی که یک سنگ یا خاک ، پس از اشباع شدن ،می تواند در مقابل نیروی گرانی در خود نگهدارد به حجم کل آن که به صورت درصد بیان می شود.

$Sr = Vr \times 100 / Vt$

Sr : نگهداشت ویژه

Vr: حجمی که توسط آب نگهداری شده اشغال شده است.

Vt: حجم کل نمونه

آبدهی ویژه

عبارت است از نسبت در صد حجم آبی که می توان از یک نمونه اشباع از آب بر اثر نیروی گرانی خارج شود به حجم کل آن نمونه .

عوامل مؤثر بر آبدهی ویژه در یک لایه رسوبی :

- اندازه دانه ها
- شکل وتوزیع منافذ
- تراکم لایه ها

$$Vr+Vy=Vv$$

$$Sy=Vy\times 100/Vt$$

Sy:آبدهی ویژه یا تخلخل مؤثر

Vr:حجم آب نگهداری شده

Vy:مقدار آب زهکشی شده

Vt:حجم کل

تخلخل=α= sr+sy

α:تخلخل

Sr:نگهداشت ویژه

Sy:آبدهی ویژه

عوامل مؤثر بر آبدهی ویژه در یک لایه رسوبی

- اندازه دانه ها
- شکل وتوزیع منافذ
- تراکم لایه ها

سطح ایستابی

- سطحی است فرضی که در تمام نقاط آن فشار برابر فشار اتمسفر است و بطور قرار دادی آن را معادل صفر در نظر می گیرند.
- بار فشار آب زیر زمینی در نقطه معینی از منطقه اشباع ،عبارت است از ارتفاع بالا آمدن آب در یک لوله قائم که تا آن نقطه فرو رفته باشد. چنین لوله ای را پیزومتر می گویند.

سطح پیزومتریک

- مرز بالایی منطقه اشباع را ممکن است یک لایه نفوذ ناپذیر تشکیل دهد که در این صورت فشار در سطح فوقانی منطقه اشباع بیش از فشار اتمسفر است که در این صورت آن را سطح پیزومتریک می گویند.

عوامل موثر در عمق سطح ایستابی

- مقدار بارندگی
- مقدار تبخیر
- میزان تخلیه طبیعی و مصنوعی
- خصوصیات زمین شناسی محل
- توپو گرافی زمین

لایه آبدار یا سفره آب زیر زمینی یا آبخوان

- لایه یا سازند که حاوی آب باشد و اجازه حرکت مقادیر قابل توجه آب را در شرایط معمولی صحرایی بدهد.
- لایه کم تراوا یا نیمه تراوا یا سازند نشتی: لایه ای است که ماهیت نیمه نفوذ پذیر دارد ودر مقایسه با یک لایه آبدار ،آب خیلی کمی از خود عبور می دهد .

سنگهای رسوبی

- سنگهای آهکی حفره دار: از نظر تشکیل لایه های آبدار بهترین پتانسیل را در بین سنگهای رسوبی نشان می دهد و تکامل نهایی سازند های آهکی ، ایجاد نواحی کارستی است.
- شیلها: معمولاً لایه های آبدار خوبی تشکیل نمی دهند.

سنگ های آتشفشانی

سنگهای آتشفشانی از نظر تشکیل حفره های آب زیر زمینی بسیار متفاوتند. بعضی از گدازه های بازالتی جدید فوق العاده نفوذ پذیرند و می توان چاههایی با آبدهی زیاد در آنها حفر کرد. از طرف دیگر توفها و ریولیت ها گرچه متخلخل اند، ولی معمولاً نفوذ پذیری خیلی کمی دارند.

سنگهای متبلور

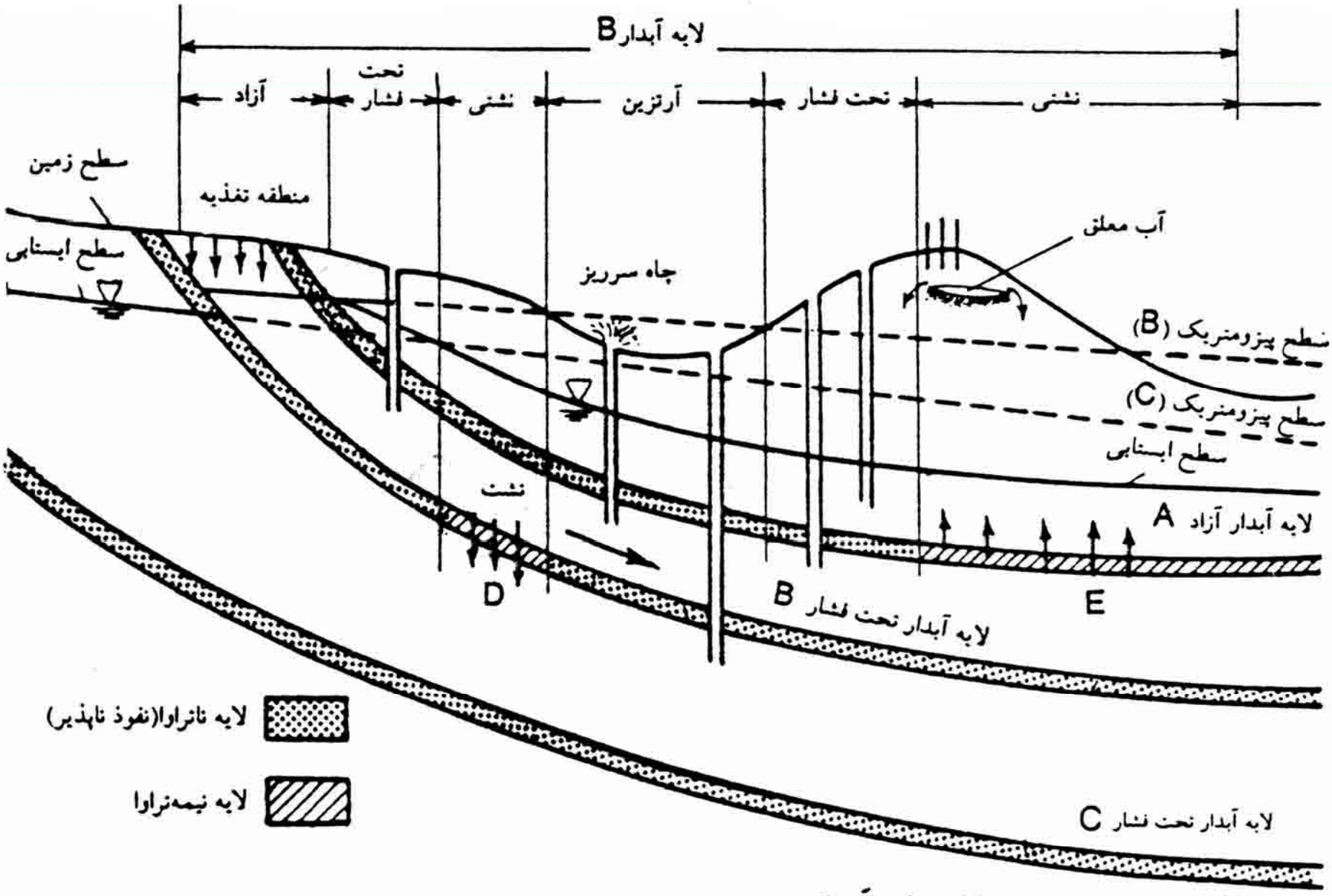
سنگهای آذرین و دگرگونی مثل گرانیتها و گنیسها اساساً نفوذ ناپذیرند و اگر خرد شدگی داشته باشند آبدهی کمی دارند . به همین دلیل منابع آب زیرزمینی خوبی نیستند.

لایه نا تراوا یا ریز سازند

سازندی است که گرچه توانایی جذب آب را به آهستگی دارد و حتی ممکن است حاوی مقدار زیادی آب باشد ولی، در شرایط معمولی صحرایی قادر به انتقال قابل توجه نیست واساساً نفوذ ناپزیر است مانند یک لایه رسی.

انواع لایه آبدار

- آزاد
- تحت فشار
- معلق
- نیمه تراوا



شکل ۲-۱۳ - انواع لایه‌های آبدار

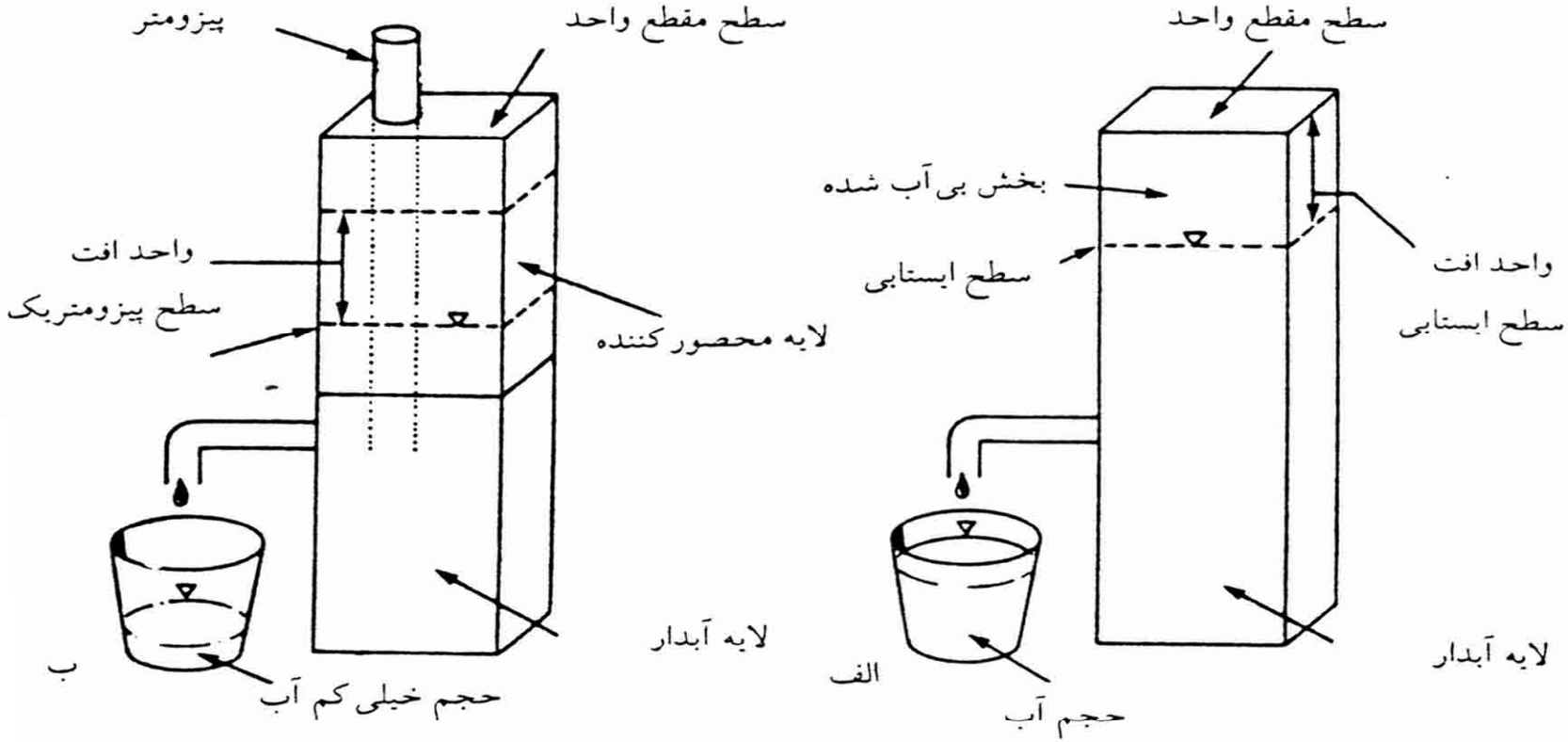
آبدهی لایه های آبدار تحت فشار عمدتاً نتیجه مکانیسمهای زیر است

- تراکم یا فشردگی لایه آبدار و لایه های محصور کننده
- نشست از لایه های آبدار دیگر
- زهکشی از منافذ لایه آبدار در محل بیرون زدگی خود در سطح زمین

ضریب ذخیره

- حجم آبی است که در واحد از سطح افقی سفره ، به ازای واحد افت سطح ایستابی یا سطح پیزومتریک می تواند آزاد کند. ضریب ذخیره همان آبدهی ویژه یا تخلخل مؤثر است در سفره های آزاد است .

$$S=vy\times 100/vt$$



شکل ۲-۱۵ - نموداری برای نمایش مفهوم ضریب ذخیره در ستون قائمی از سفره به سطح مقطع واحد. الف: در لایه‌های آبدار آزاد یا پایین رفتن سطح ایستابی به اندازه واحد، مقداری آب تولید می‌شود که معادل آبدهی ویژه یا ضریب ذخیره است. در نتیجه یک واحد از حجم لایه آبدار بی‌آب می‌شود. ب: در لایه‌های آبدار تحت فشار با پایین رفتن سطح پیزومتریک به اندازهٔ واحد، مقدار خیلی کمتری آب آزاد می‌شود و لایه آبدار همچنان مملو از آب باقی می‌ماند.

آبدهی مجاز

- مقدار آبی است که سالانه می توان از یک حوضه آب زیر زمینی برداشت کرد بدون آنکه نتیجه نا مطلوبی به بار آورد.

فصل 3

جریان آب زیر زمینی

موضوعات مورد بحث در این فصل

- ✓قانون حاکم بر حرکت آب در زیر زمین
- ✓ردیابی حرکت آب زیر زمینی
- ✓نقشه تراز آب زیر زمینی

مقدمه

آب زیر زمینی تقریباًدر همه جا، گر چه به کندی، در حال حرکت است این حرکت بنا بر اصول هیدرولیک انجام می گیرد.

قانون حاکم بر حرکت آب در زیر زمین

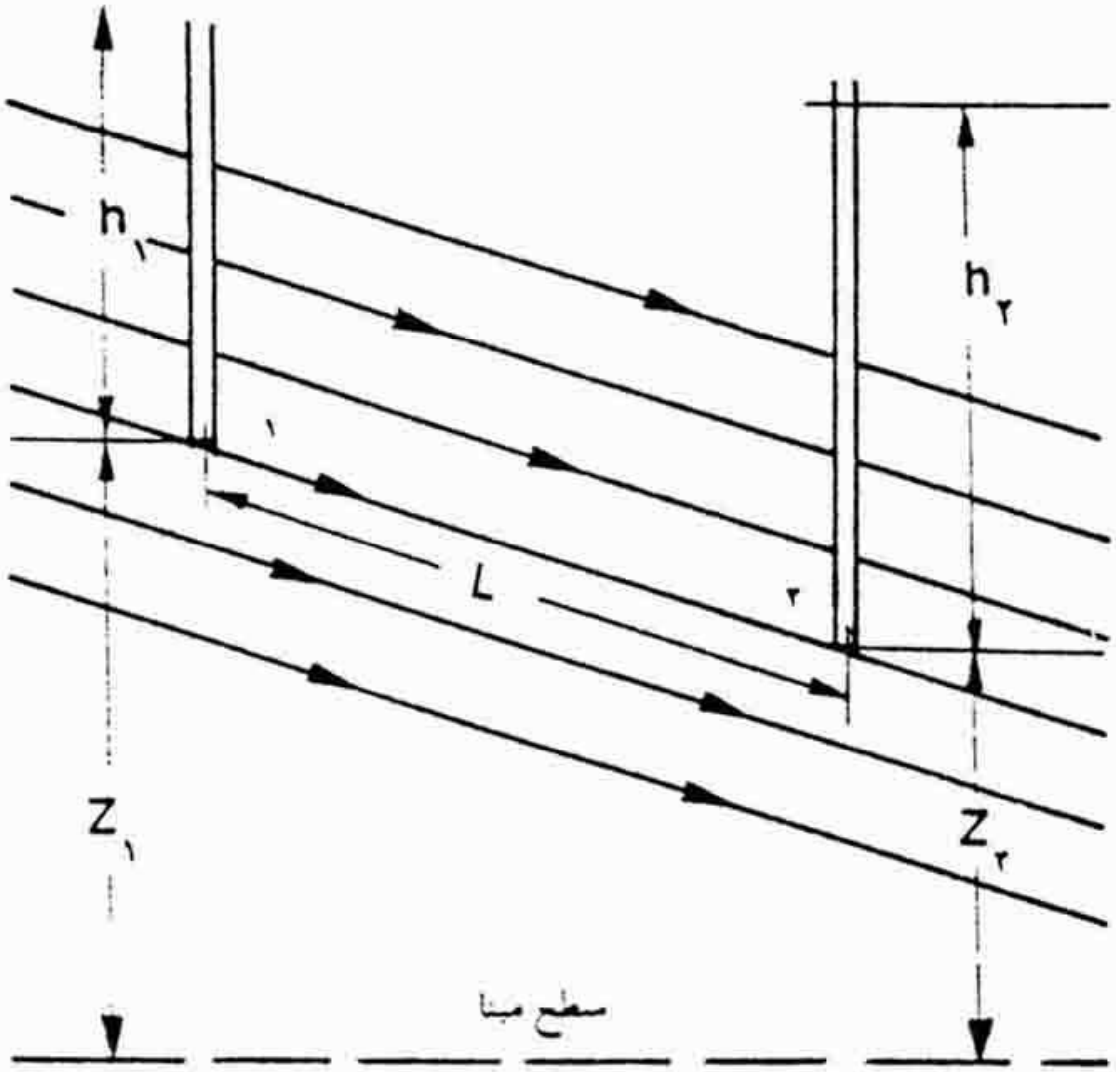
آب زیر زمینی ،به طور کلی از ترازهای پر انرژی تر به ترازهای کم انرژی تر حرکت می کند و این انرژی اساساً نتیجه ارتفاع و فشار است.

خط جریان

مسیر حرکت آب را در زیر زمین را به صورت مسیرهای مستقیمی در نظر می گیرند. این خطوط مستقیم مسیر حرکت مولکولهای آب را اصطلاحاًخط جریان می خوانند.

جریان یکنواخت

از آنجا که خطوط جریان مستقیم وموازی هستند، جریان آب نسبت به فاصله تغییر نمی کند، چنین جریانی را جریان یکنواخت می گویند.



شکل ۳-۱ - برش قائمی از جریان آب زیرزمینی با خطوط جریان موازی

جریان غیر یکنواخت

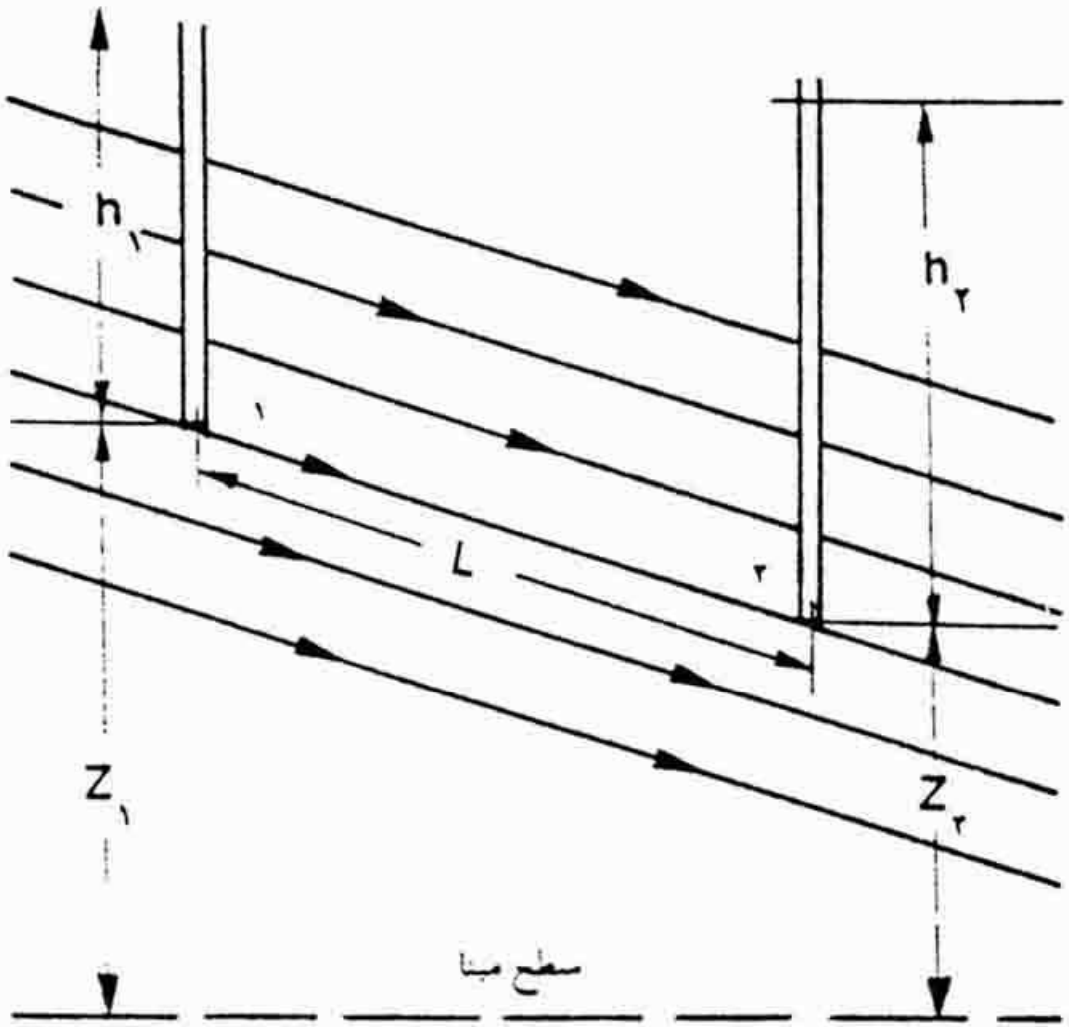
جریانی است که نسبت به فاصله تغییر می کندوخطوط جریان پیچ وخمهایی دارندوممکن است همگرا یا واگرا باشند.

جریان ماندگار

- اگر جریان نسبت به زمان تغییر نکند،آنرا جریان ماندگار می گویند.
- در صورتی که جریان نسبت به زمان تغییرکند آنرا غیر ماندگار می گویند.

قانون دارسی

اگر پیزومترهایی در دو نقطه از یک خط جریان قرار داده شود،سرعت جریان آبزیر زمینی در آن خط جریان را می توان از معادله زیر حساب کرد:



شکل ۳-۱ - برش قائمی از جریان آب زیرزمینی با خطوط جریان موازی

$$V=k[(h_1+z_1)-(h_2+z_2)]/L$$

V: سرعت دارسی جریان آب(طول/زمان)

h_2,h_1: بار فشار در نقاط 1و2(طول)

Z_2,Z_1: بار ارتفاع نقاط 1و2(طول)

L: فاصله بین نقاط 1و2در امتداد یک خط جریان

K: ضریب نفوذ پذیری مواد سازنده سفره(طول/زمان)

بار فشار

بار فشار h دریک نقطه معین از سیستم جریان عبارت است از ارتفاع آب در پیزومتری که تا آن نقطه فرورفته باشد .

بار ارتفاع

بار ارتفاع یک نقطه معین ،فاصله قائم بین آن نقطه ویک سطح مبنای افقی دلخواه است.

بار کل

مجموع بار فشار و ارتفاع در یک نقطه معین را بار کل(H)یا با ر هیدرولیک می گویند.

$$H=h+z$$

H : بار فشار

z : بار ارتفاع

گرادیان هیدرولیکی

اختلاف بار هیدرلیک ما بین دو نقطه تقسیم بر فاصله آن دونقطه را گرادیان هیدرولیکی یا شیب آبی می گویند.

$$i=dh/dl$$

i :گرادیان هیدرولیکی

dh :اختلاف بار

dl :فاصله دو نقطه

دبی یا گذر حجمی جریان

- دبی یا گذر حجمی جریان:حجم آبی که در واحد زمان از یک سطح مقطع عمود برجریان می گذرد.

$$Q=V\times A=KA.dh/dl$$

- دبی یا گذر دهی جریان آب:
- V:سرعت دارسی
- A:سطح مقطع
- dh/dl:گرادیان هیدرولیکی

حدود اعتبار قانون دارسی

- معادلـه ی دارسـی تنهـا در شـرایطی کـه جریـان آب از نـوع ورقه ای یا آرام است اعتبار دارد .
- در رسهای متراکم نیز قانون دارسی اعتبار ندارد.

عدد رینولدز

در مکانیک سیالات نوع جریان، با عدد رینولدز مشخص می شود.عدد رینولدز عددی بدون بعد است، که به صورت زیر محاسبه میشود :

$NR=\rho vd/\mu$

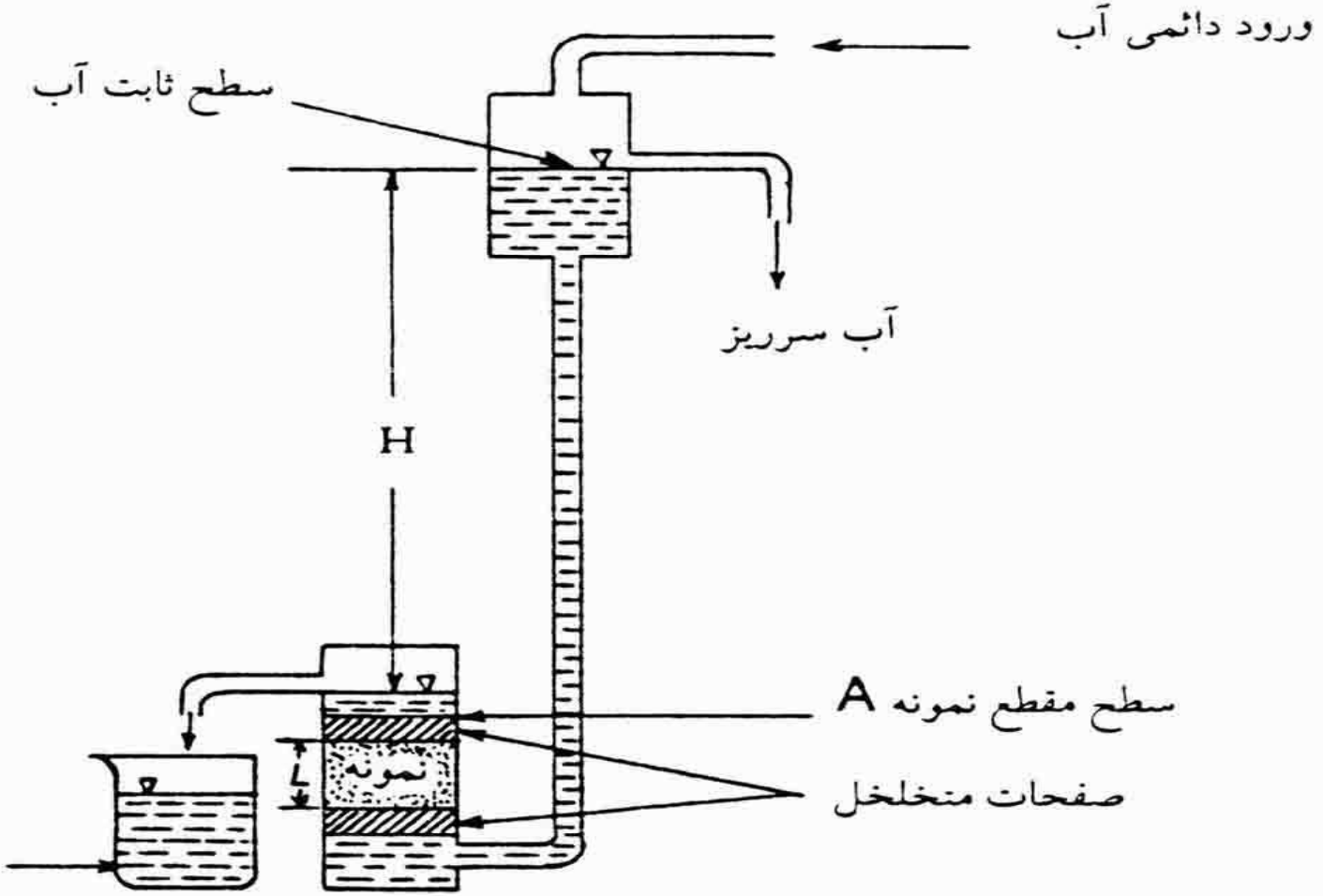
- ✓ v:سرعت سیال
- ✓ ρ:چگالی سیال (gr/cm3)
- ✓ μ:گرانروی یا ویسکوزیته سیال(gr/cm.s)
- ✓ d:بعدیا مشخصه مجراست(در محیطهای رسوبی uبه عنوان سرعت دارسی و dبه عنوان قطر متوسط ذرات (d50)در نظر گرفته می شود .

- جریان آب در لوله ها وقتی از نوع ورقه ای است که NRآن کمتر از 2100 باشد.
- اگر NRاز 2100 تجاوز کند به تدریج شرایط آشفته می شود.

نفوذپزیری

توانـایی یـک محـیط متخلخـل را بـرای عبـور دادن آب نشان می دهد.

مقدار ضریب نفوذپذیری در رسوبات و سنگها به اندازه و تعداد فضاهای خالی و نحوه ارتباط آنها با هم بستگی دارد .



شکل ۳-۲ - اندازه‌گیری ضریب نفوذپذیری در آزمایشگاه

ساخت فلسی

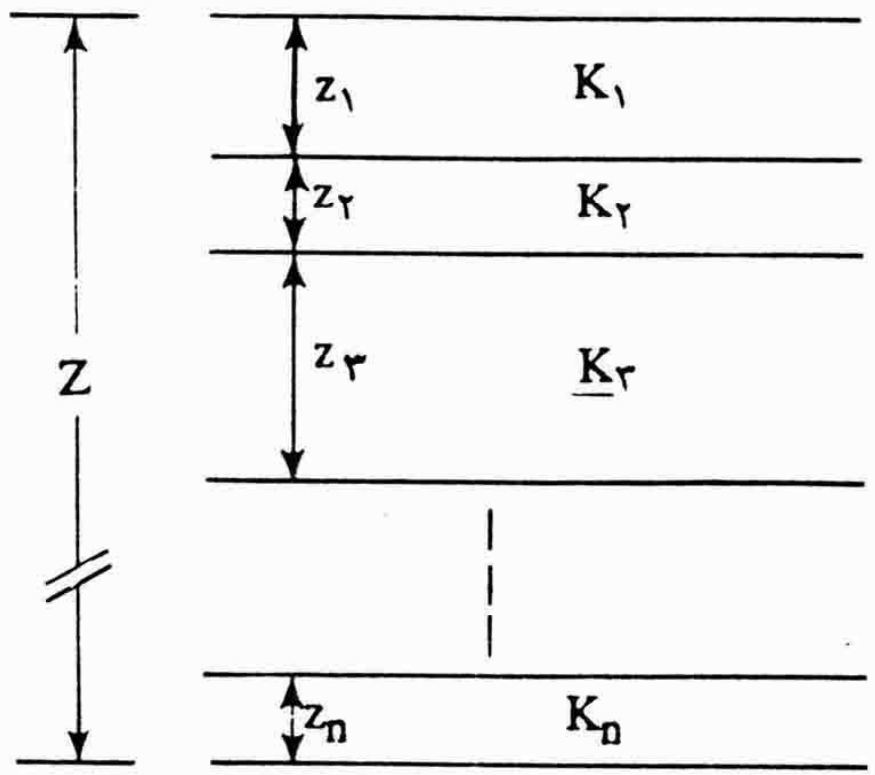
- ذرات تشکیل دهنده مواد رسوبی کمتر به صورت کروی هستند. این ذرات در زیر آب معمولا از طرف پهن خود ته نشین می شوند.این گونه آرایش رسوبات را ساخت فلسی می گویند.

- رسوباتی که در آنها k در تمام جهت یکسان باشد ایزوتروپ خوانده می شود.
- رسوباتی که در آنها k در تمام جهت یکسان نباشد ان ایزوتروپ خوانده می شود.

نفوذپزیری قائم و افقی

- رسوبات دارای دانه های تقریباً کروی به این حالت نزدیک می شوند.
- در رسوباتی که دارای انیزوتروپي هستند ضریب نفوذپزی در جهت قائم (KZ)کمتر از جهت افقی (KX) است.

ان ایزوتوروپی تنها نتیجه ی جهت یابی ذرات نیست بلکه ناشی از لایه بندی رسوباتی با مقادیر Kمتفاوت نیز هست.



شکل ۳-۴ سیستمی از لایه‌های افقی ایزوتروپ با ضخامتها و مقادیر K متفاوت.

$$Kx=(k1z1+k2z2+...knz^{-}n)/z$$

ضریب نفوذ پذیری در جهت افقی: Kx

$$Kz=z/(z1/k1+z2/k2+\ldots+zn/k)$$

ضریب نفوذ پذیری در جهت قائم: Kz

ضریب آبگذری

ضریب آبگذری یا قابلیت انتقال: پارامتری است که قابلیت عبور آب را در تمام ضخامت لایه ی آبدار نشان می دهد.

در معادله دارسی به جای سطح مقطع عمود بر جریان می توان نوشت:

$$A=W.D$$

A: سطح مقطع

W: عرض جریان

D: ضخامت لایه آبدار

$$Q=WDKi$$

Q: دبی جریان

K: ضریب نفوذپذیری

i: گرادیان هیدرولیکی

$$T=KD$$

T: ضریب آبگذری

K: ضریب نفوذپذیری

D: ضخامت سفره

با توجه به موارد قبلی می توان دبی جریان را با استفاده از رابطه زیر بدست آورد:

$$Q=WTi$$

ردیاب

موادی مثل رنگها ،نمکها که در نقطه ای آن را وارد لایه آبدار می کنند و در نقاط دیگر در پایین دست ،منتظر ظاهر شدن آن می شوند را ردیاب مي گویند .

اهمیت ردیابها

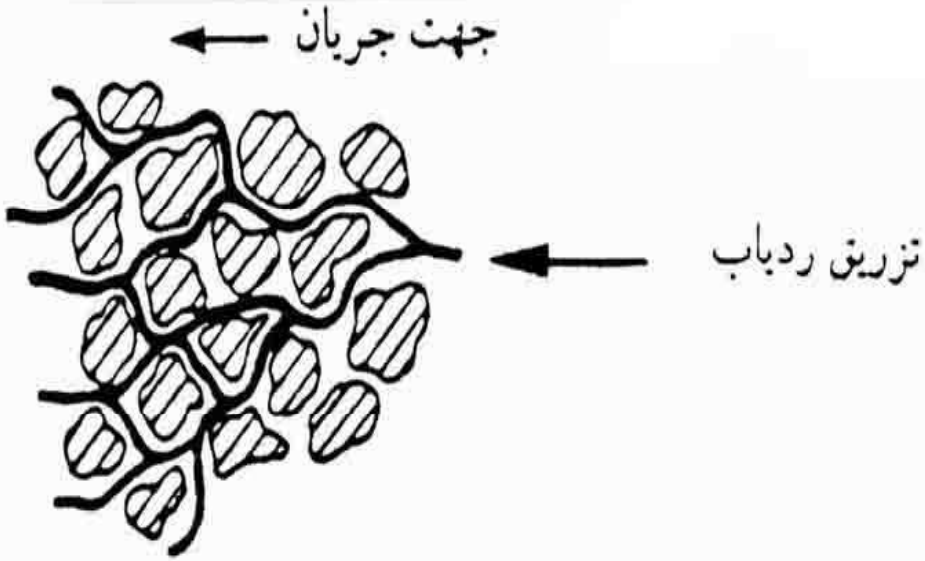
- ✓بررسی مسیر حرکت آب در محیط های متخلخل
- ✓ارزیابی سرعت جریان آب زیر زمینی
- ✓تخمین ضریب نفوذ پذیری لایه های آبدار
- ✓تعیین سن ،منشا و محل تغذیه آبهای زیر زمینی
- ✓ارتباط لایه های آبدار با یکدیگر
- ✓میزان اختلاط توده های مختلف آب زیر زمینی
- ✓تعیین منابع آلوده کننده و حرکت آنها حائز اهمیت می باشند.

پدیده پراکندگی

چون سرعت جریان آب در امتداد منافذ مختلف یک محیط متخلخل متغییر است. بنابراین غلظت ماده ردیاب نیز در جهت جریان آب تغییر می کند، این پدیده را پراکندگی می گویند 0

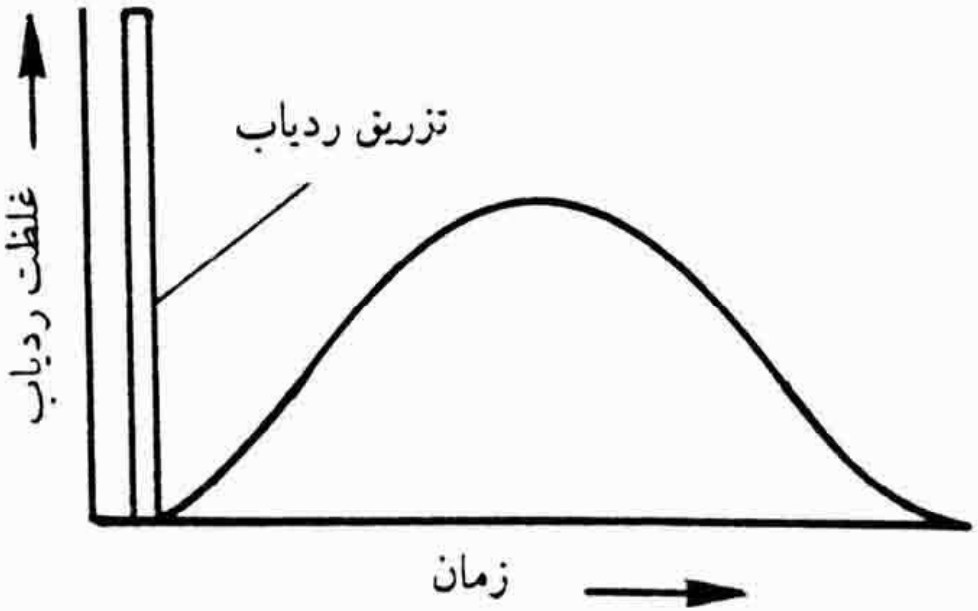
پراندگی طولی و جانبی ردیاب

- هر چه آب فاصله ی بیشتری را طی کند این تغییر بیشتر خواهد شد . این پدیده را پراندگی طول ردیاب می گویند .
- آب در حین حرکت خود از بین دانه های محیط متخلخل دائماً منشعب می شوند و دوباره به هم می پیوندند که به این پدیده پراکندگی جانبی می گویند.



شکل ۳-۱۱ - پراکندگی جانبی ردیابی که ازیک نقطه‌درمحیط متخلخل منشاء گرفته است.

هر وقت که‌ردیاب‌منشعب می‌شود، غلظت ردیاب براثرپراکندگی مکانیکی رقیق‌تر می‌گردد.



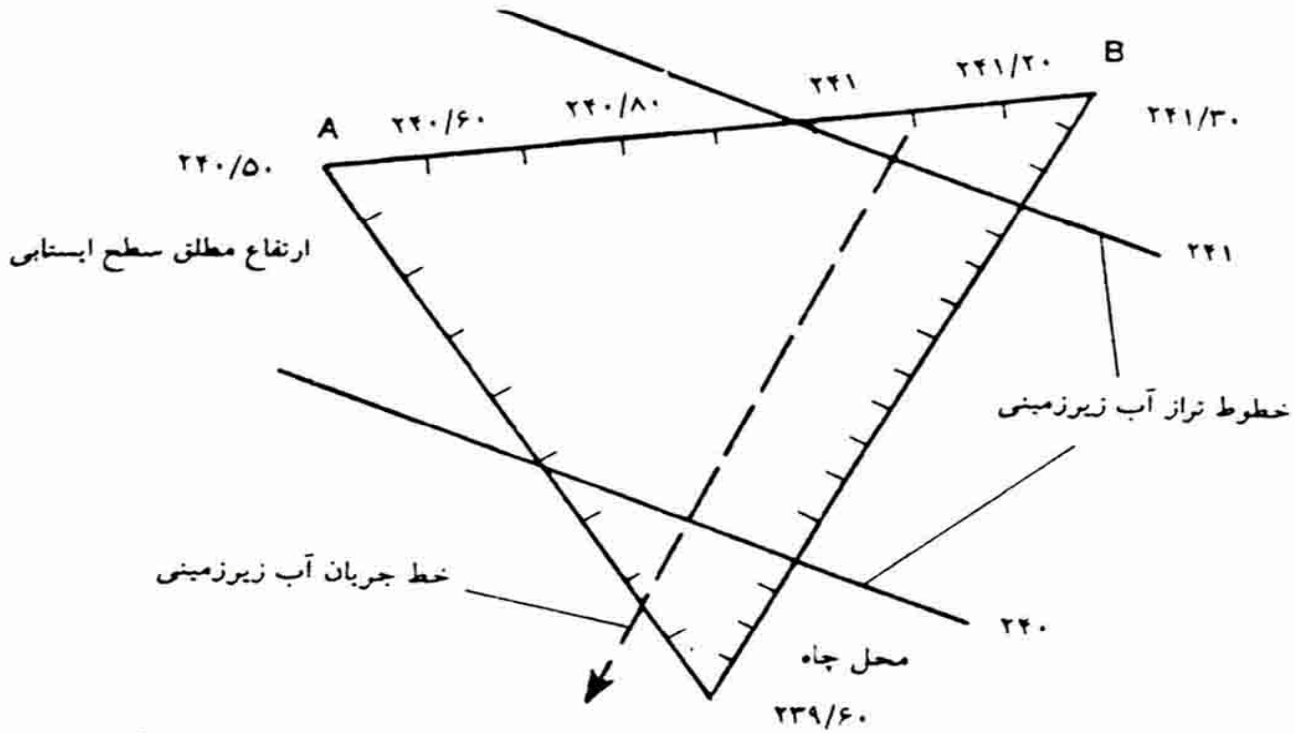
شکل ۳-۱۲ - منحنی تغییر غلظت ردیاب ضمن عبور از یک نقطه معین در لایه آبدار نسبت به زمان.

ویژگیهای ردیابها

- به آسانی قابل آشکار سازی باشد.
- در مقادیر کم به کار رود.
- خواص هیدرلیکی لایه های آبدار را تغییر ندهد.
- به وسیله ی محیط متخلخل جذب نشود.
- با آبهای طبیعی واکنش ندهد.
- در لایه های آبدار به مقادیر زیاد وجود نداشته باشد.

نقشه های تراز آب زیر زمینی

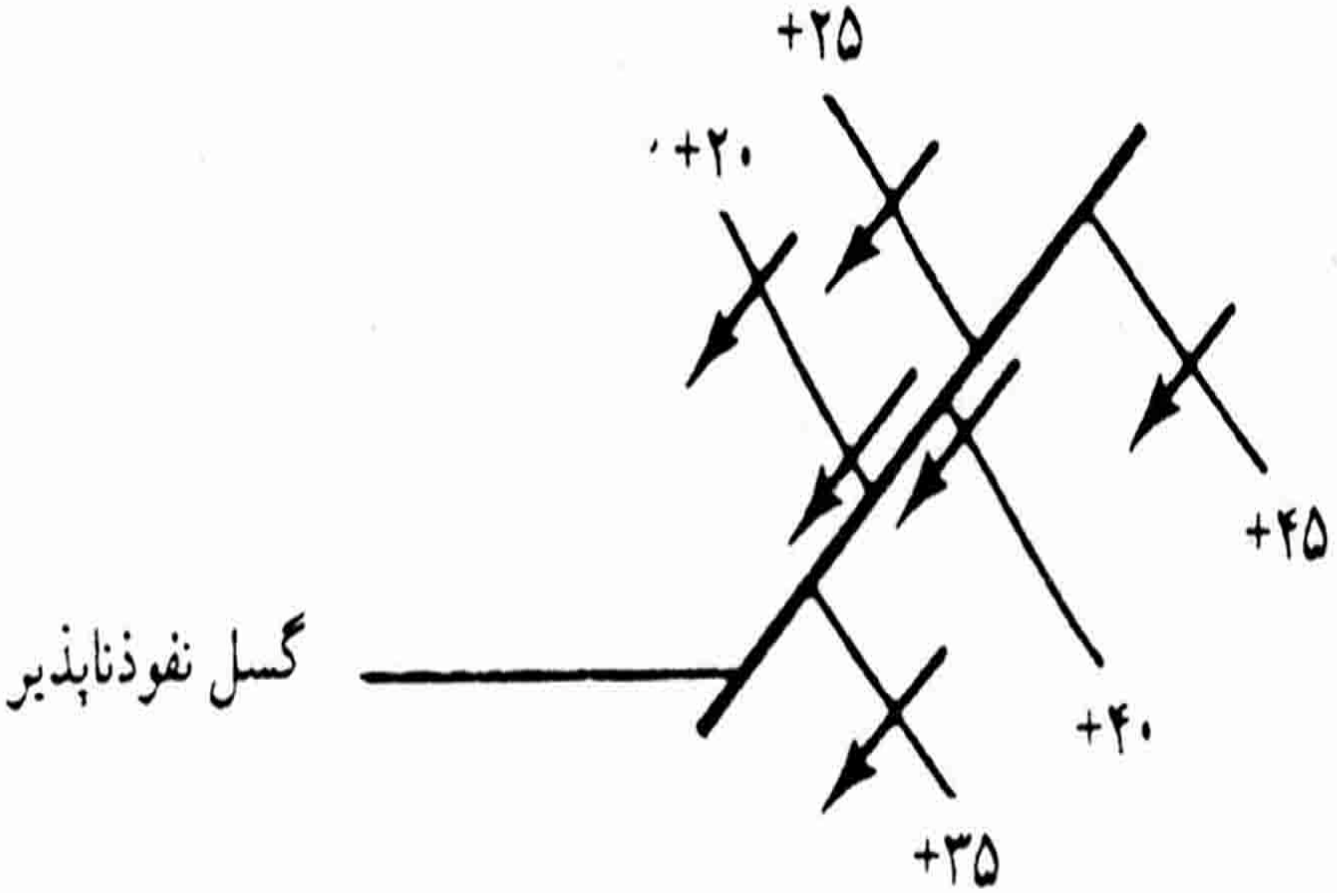
برای تهیه این نقشه ها تعدادی چاه مشاهده ای تا عمق لایه آبدار حفر می شود. با برداشت سطح آب در این چاهها و سپس بدست آورن تراز سطح آب زیر زمینی و درون یابی ترازهای هم ارتفاع نقشه تراز آب زیر زمینی را رسم مي نماييم.



شکل ۳-۱۳ - برآورد نقاط هم ارتفاع سطح ایستابی و رسم خطوط تراز آب زیرزمینی و خط جریان در بین سه چاه. مثلاً برای پیدا کردن ارتفاع ۲۴۱ متر بین نقاط A و B کافیست اختلاف ارتفاع این دو نقطه را به دست آوریم (۸۰ر۰ متر) و سپس خط AB را به ۸ قسمت تقسیم کنیم و هر قسمت را معادل ۱ر۰ متر اختلاف ارتفاع در نظر بگیریم و به این ترتیب رقم ۲۴۱ را پیدا کنیم.

- برای سفره های تحت فشار نیز نقشه های تراز سطح پیزومتریک تهیه می شود .
- این گونه نقشه ها را نقشه های ایزوپیز می نامند که تراز آب وجهت جریان آب رادر لایه آبدار تحت فشار را نشان مي دهند.

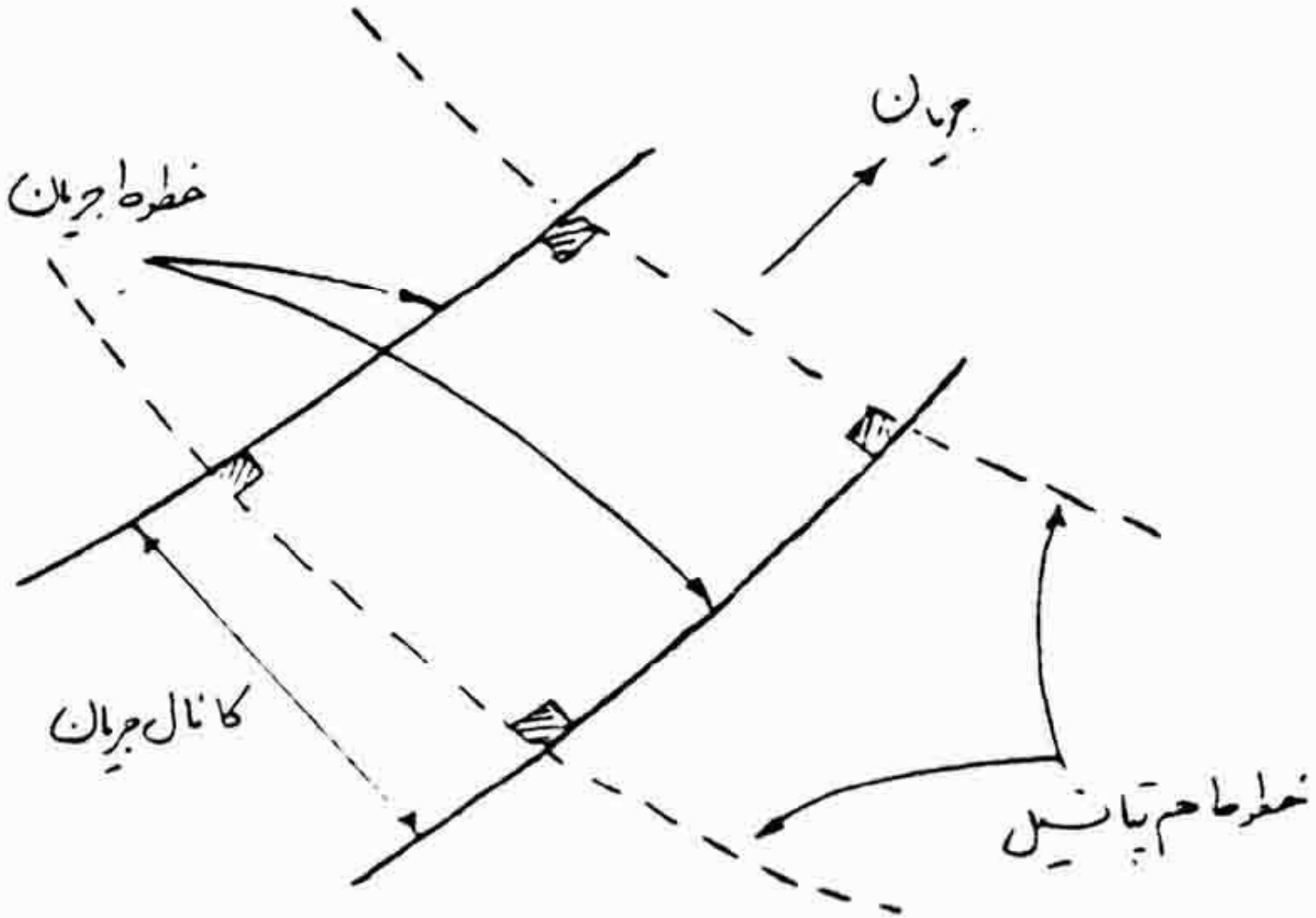
- در تهیه نقشه های تراز آب زیرزمینی باید از تمام اطلاعات زمین شناسی موجود در مورد گسلها،مرزهای لایه های آبدار،تغییرات ضخامت لایه آبدار، تغییر ضرایب نفوذ پذیری، عمق سطح ایستابی و اصول هیدرولیکی حرکت ابهای زیر زمینی استفاده کرد.



شکل ۳-۲۱ اختلاف سطح ایستابی در طرفین یک گسل نفوذناپذیر

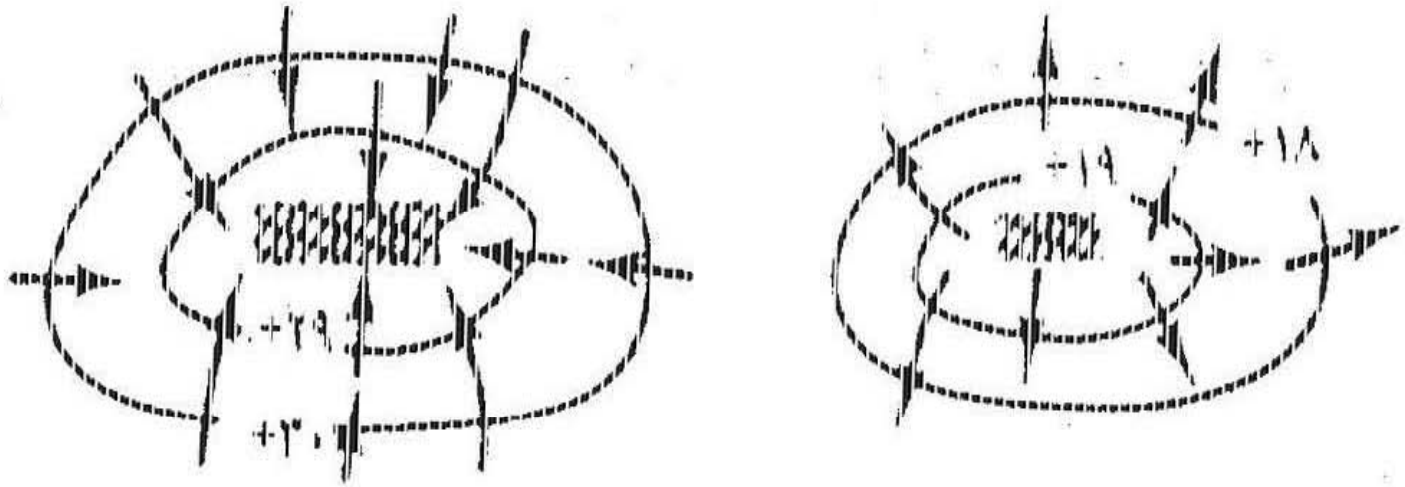
نکته

- جهت جریان در هر نقطه بر خطوط تراز آب زیر زمینی عمود است.
- -در یک لایه آبدار ایزوتروپ، گذر حجمی جریان در واحد عرض سفره(Q) عبارت است از Q=Ti مقدار گرادیان هیدرولیک را میتوان از روی نقشه تراز به سادگی محسبه کرد.



شکل ۸ ـ ۹ مقطع یک بلوک از شبکهٔ جریان

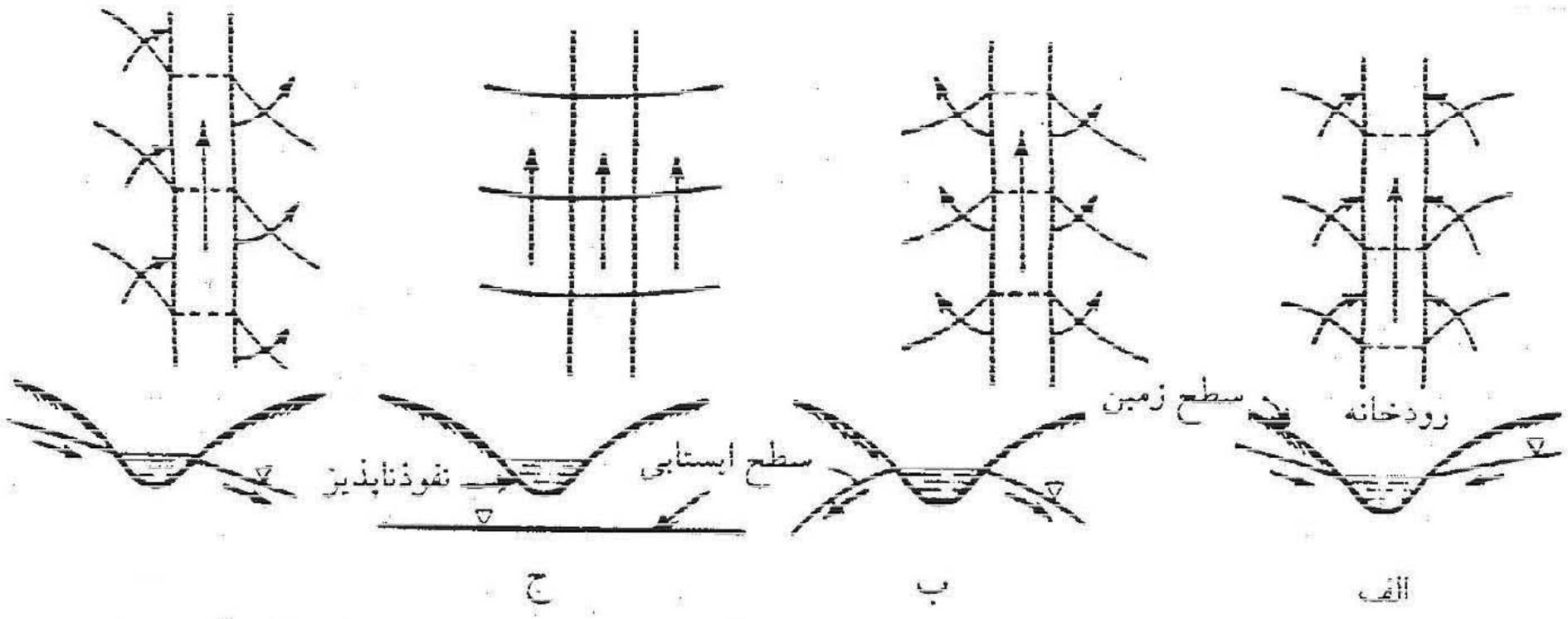
- با رسم خطوط جریان بر روی نقشه های تراز آب زیر زمینی می توان مناطق تغذیه و تخلیه لایه های آبدار را مشخص کرد.
- وجود یک فرورفتگی یا برامدگی در سطح ایستابی به صورت منحنی های بسته ای ظاهر می شود.



الف ب

شکل ۴-۱۷ -- منحنی های بسته در یک نقشه توان آب زیرزمینی الف -- منطقه تغذیه ب -- منطقه پمپاژ

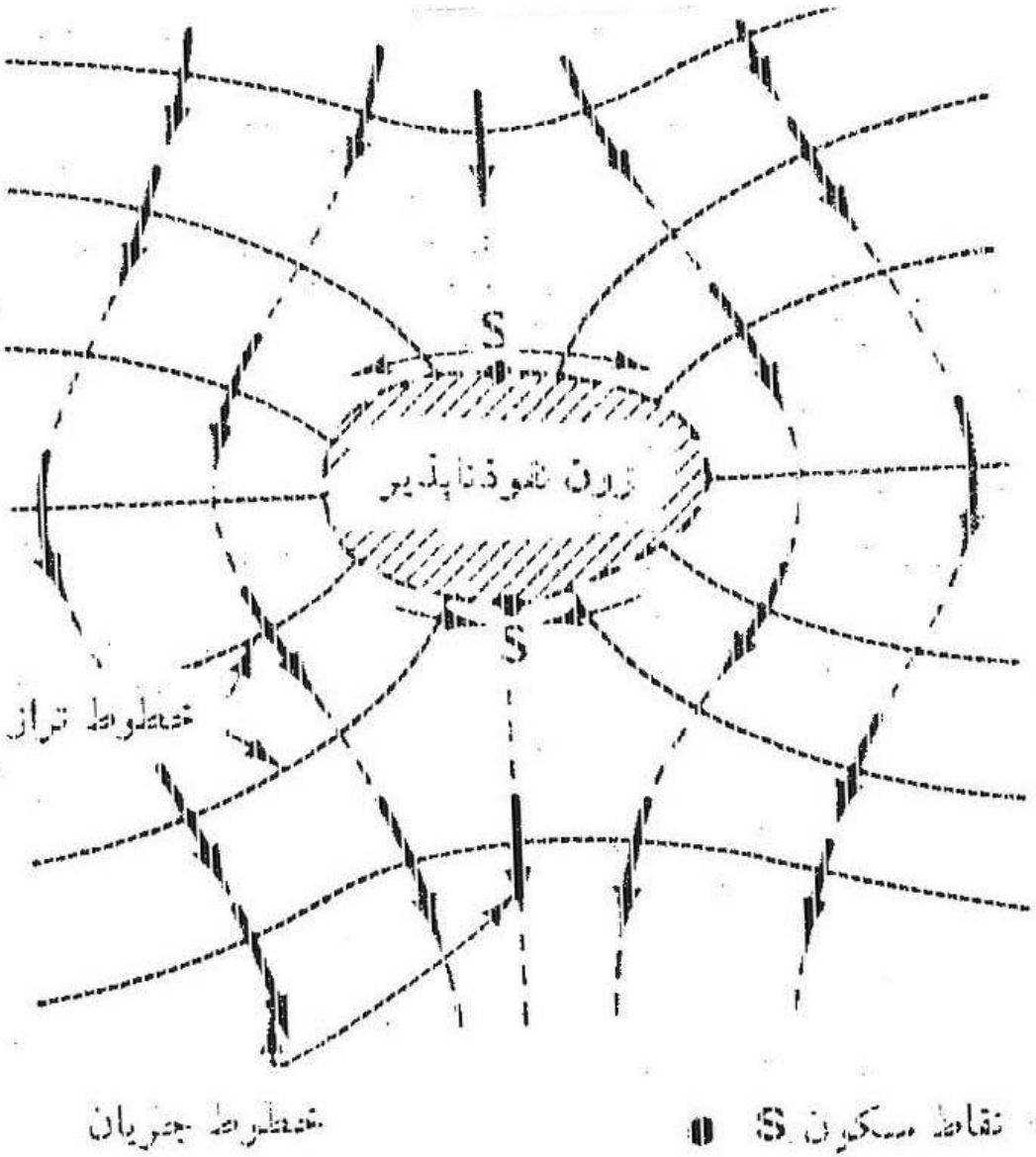
- وقتی خطوط جریان از یک رودخانه دور شوند نشانه آن است که رودخانه لایه آبدار را تغذیه می کند(رود دهنده) وچنانچه خطوط جریان به سمت رودخانه باشد، رودخانه آب زیرزمینی را زهکشی می نماید(رود زاینده).



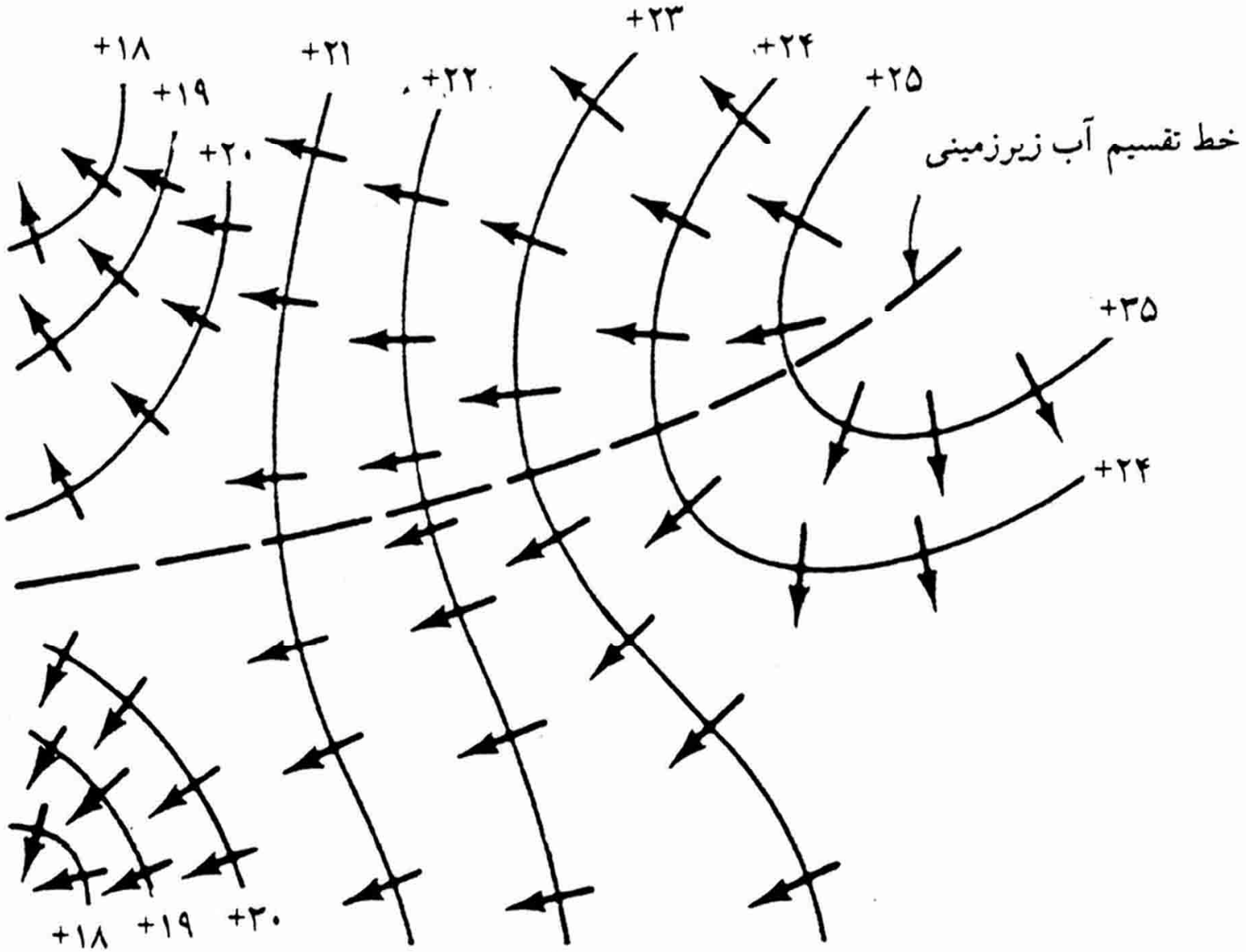
شکل ۳-۱۸ روابط ممکن بین آب زیرزمینی و آب سطحی: الف - رودخانه لایه آبدار را زهکشی می‌کند (رود زاینده)، ب - رودخانه لایه آبدار را تغذیه می‌کند (رود دهنده)، ج رودخانه و لایه آبدار ارتباط هیدرولیکی مستقیمی ندارند، د- رودخانه از یک طرف لایه آبدار را زهکشی و از طرف دیگر آن را تغذیه می‌کند. در هر مورد، در بالا نقشه تراز آب زیرزمینی و در زیر مقطعی از زمین نشان داده شده است.

- گرادیان هیدرولیکی ممکن است در جهت جریان آب زیرزمینی افزایش یا کاهش پیدا کند.در صورت نبودن منابع تغذیه یا تخلیه، این موضوع نتیجه تغییرات ضخامت لایه آبدار یا ضریب نفوذپذیر یا هر دو عامل است.

- سطوح و زون های نفوذناپذیر(مثل یک گسل یا یک زون رسی) سبب میشوند که خطوط جریان جهت خود را عوض کنند.
- خط تقسیم آب زیرزمینی،خطی است در سطح افق که حوضه آب زیرزمینی را به بخشهایی تقسیم می کند.

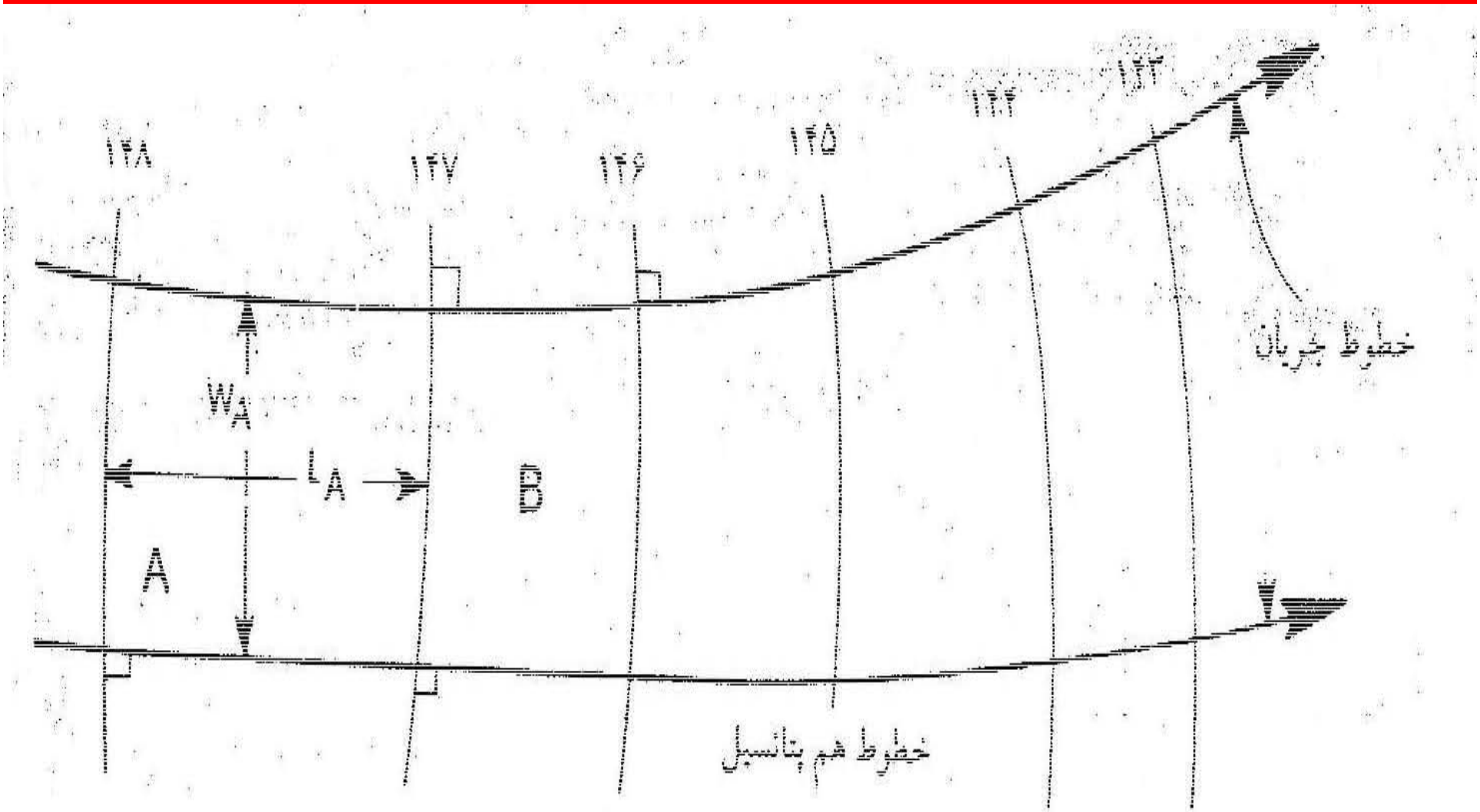


شکل ۳ -- ۲۰ -- تأثیر یک زون تقوذناپذیر بر روی الگوی خطوط تراز آب زیرزمینی



شکل ۳-۲۲ - خط تقسیم آب زیرزمینی که با توجه به خطوط جریان در روی نقشه تراز آب زیرزمینی رسم شده است.

برآورد T,K با استفاده از نقشه های تراز آب زیرزمینی امکان پذیر است.برای این کار با استفاده از اختلاف خطوط پتانسیل و همچنین عرض کانالهای جریان، فاصله خطوط پتانسیل و ضخامت سفره، T وK را می توان براورد نمود.



شکل ۳-۲۴ - خطوط هم پتانسیل و خطوط جریان برای تعیین توزیع آدرلوله جریان.

$$Q_A = T_A W_A \Delta H_A / L_A$$

- Q_A: جریان در قطعه A
- T_A: ضریب آبگذری در قطعه A
- W_A : عرض متوسط قطعه
- L_A: طول متوسط قطعه
- ΔH_A: افت تراز آبزیرزمینی درطول قطعه

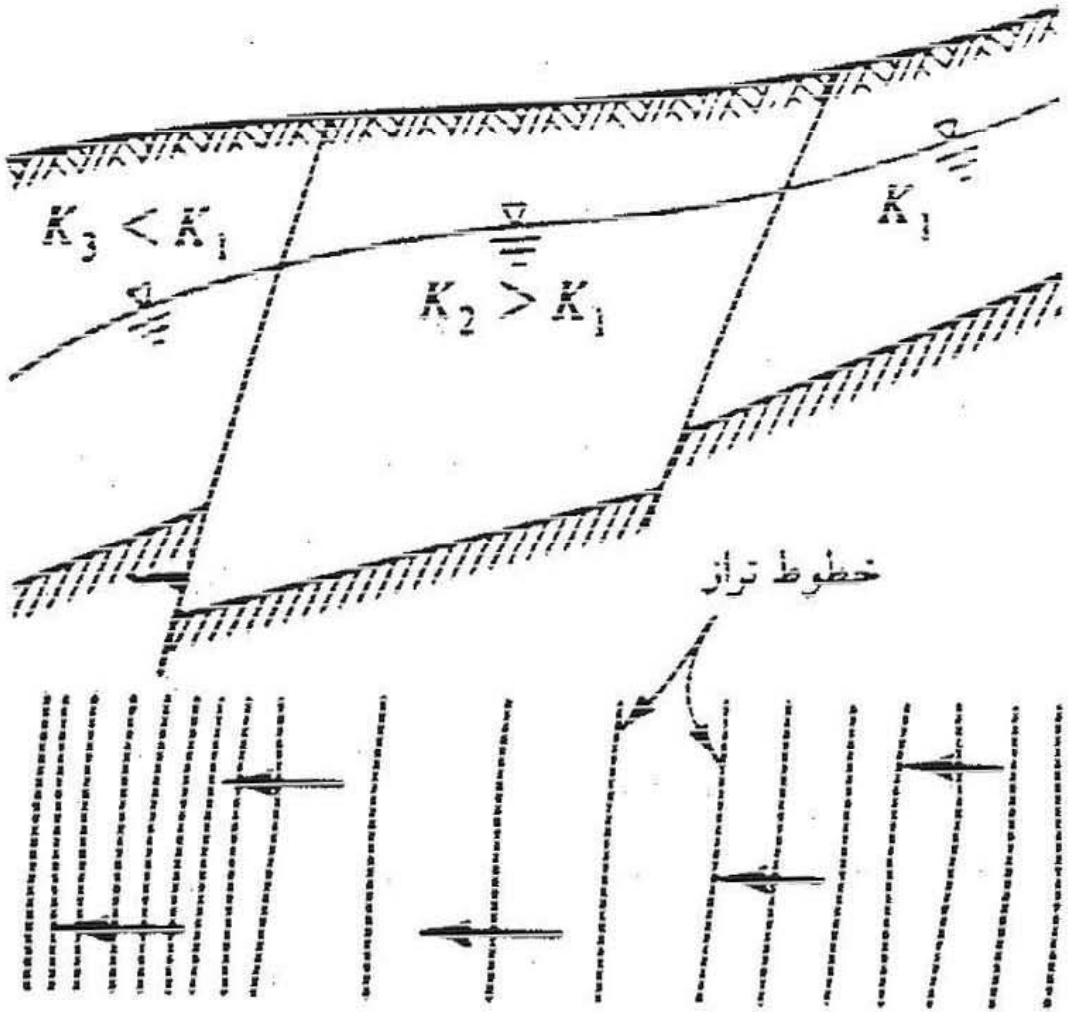
به همین ترتیب جریان درقطعهBنیز محاسبه می شود.

$Q_B=T_B W_B \Delta H_B / L_B$

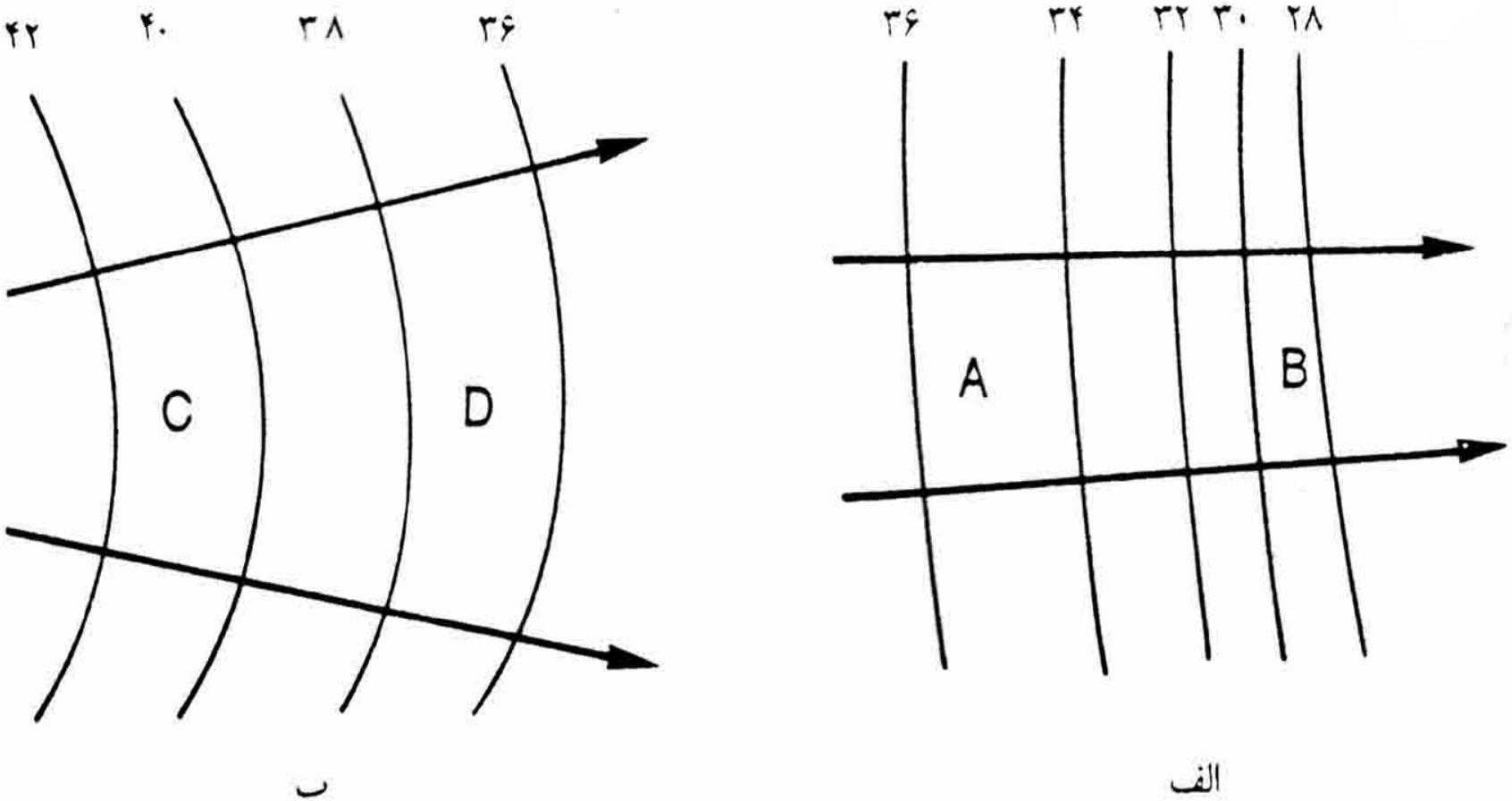
با تقسیم دو معادله فوق و حل آن برای T_Bداریم:

$TB=Q_B L_B W_A \Delta H_A / Q_A L_A W_B \Delta H_B \times T_A$

- نسبت Q_B/Q_A در رابطه فوق نمایانگر تغییرات نسبی در لوله جریان بر اثر تخلیه یا تغذیه آب زیر زمینی است.
- -هر چه فاصله خطوط جریان بیشتر شود مقدار Tکمتر می شود.



شکل ۳-۱۹ - تأثیر تغییرات نفوذپذیری بر فاصله خطوط تراز آب زیرزمینی یا بر میزان گرادیان هیدرولیک.



شکل ۳-۲۵- خطوط هم پتانسیل و خطوط جریان آب زیرزمینی. در شکل الف مقدار T در قطعه A بیش از قطعه B است و در شکل ب مقدار T در قطعه C بیشتر از قطعه D است.

فصل4

مطالعه خصوصیات هیدرولیکی لایه های آبدار
(آزمونهای پمپاژ)

موضوعات مورد مطالعه در این فصل

- جریان آب از لایه آبدار به چاه(هیدرولیک چاهها)
- اندازه گیری ضریب آبگذری و ضریب ذخیره

ضرایب هیدرودینامیک

ضـــریب نفوذپـــذیریK ،ضـــریب ذخیـــره یـــا آبـــدهی Tوضـــریب ذخیـــره یـــا آبـــدهی ویـــژه S مشـــخص کننـــده خصوصیات هیدرولیکی لایه های آبدار است.این ضرایب را ضرایب هیدرودینامیک می نامند.

افت سطح آب

وقتی از یک چاه آبکشی می کنیم ،مقدار پایین افتادن سطح ایستابی یا سطح پیزومتریک را در هر نقطه نسبت به حالت اولیه (افت) افت سطح آب میگویند.

سطح دینامیک : پس از مدتی از شروع پمپاژسطح آب درون چاه ثابت می ماند به عبارت دیگر افت به حالت تعادل مـي رسـد. در ايـن حالـت سـطح آب داخـل چـاه را سـطح دینامیک می نامند.

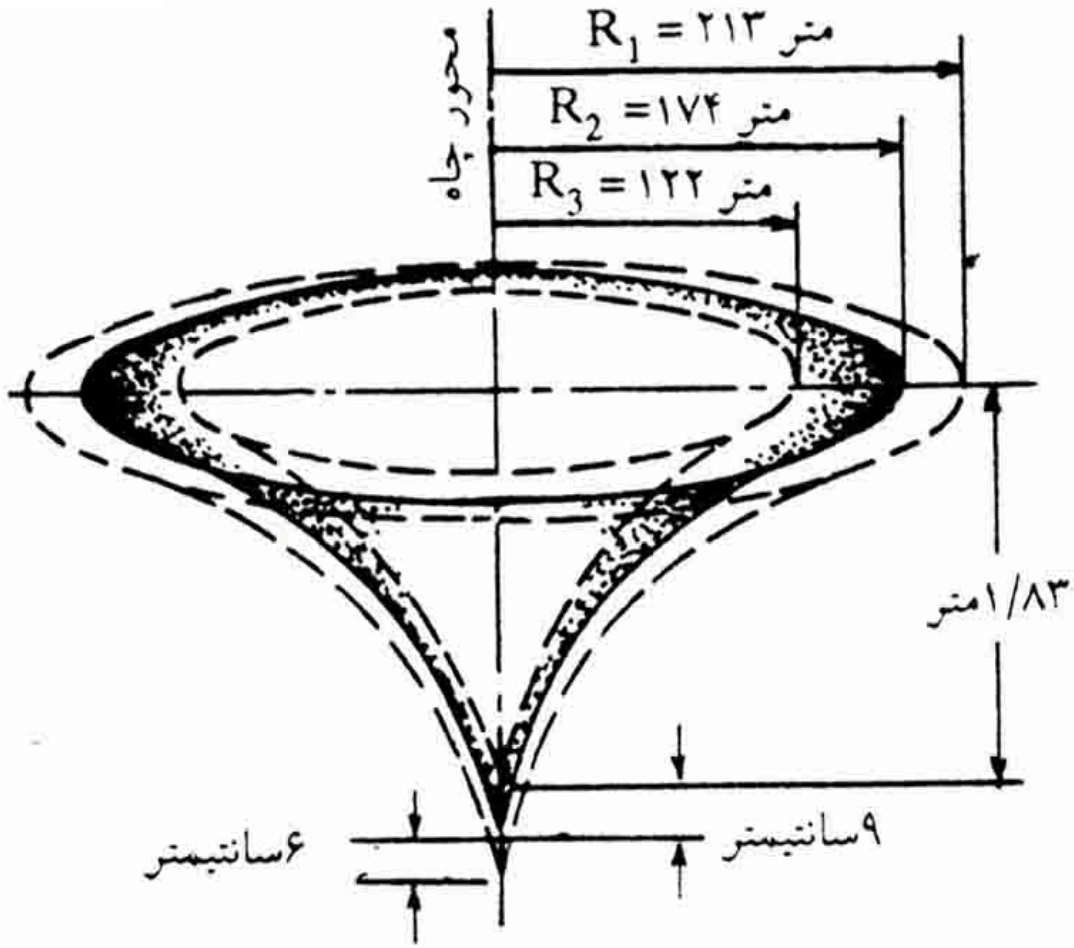
سطح استاتیک : سطح آب اولیه در چاه را، قبل از زهکشی و خارج از حوزه تاثیر چاههای مجاور که در حال آبکشی است سطح استاتیک می گویند.

مخروط افت

هنگام آبکشی از چاه سطح ایستابی یا پیزومتریک به صورت یک فرورفتگی مخروطی شکل است که راس آن در چاه وقائده آن درسطح ایستابی یا پیزومتریک اولیه واقع است . این فرورفتگی را اصطلاحاً مخروط افت می گویند.

منطقه تاثیر

منطقه ای را که سطح مخروط افت با سطح ایستابی یا پیزومتریک اولیه مماس باشد منطقه تاثیر یا دایره تاثیر و شعاع آن را شعاع تاثیر می گویند .



شکل ۴-۱ - تغییرات شعاع و عمق مخروط افت در فواصل زمانی مساوی (یک ساعت) پس از شروع پمپاژ با دبی ثابت. اندازه‌ها برحسب مقیاس نیست.

شعاع تاثیرمتعادل

وقتی پس مدتی پمپاژ با دبی ثابت، مخروط وضع ثابتی پیدا کرده و سطح آب در جاه به سطح دینامیک میرسد در این حالت شعاع تاثیر را شعاع تاثیر متعادل می گویند.

نکته

- مخروط افت در اطراف یک چاه زمانی شکل متقارن نسبت به محور چاه دارد که لایه آبدار همگن و ایزوتروپ باشد.
- هر چه ضریب آبگذری کمتر باشد افت در چاه بیشتر وشیب مخروط افت نیز بیشتر خواهد بود. به عکس هرچه ضریب آبگذری بیشتر باشد.شعاع تاثیر بیشتر و عمق مخروط کمتر خواهد شد.

معادلات جریانهای شعاعی اطراف چاهها

معادلاتی که برای محاسبه دبی چاهها به کار می رود در دو حالت یعنی در حالت ماندگار(رژیم دائم) و غیر ماندگار(رژیم موقت یا متغییر) در نظر گرفته می شود.

معادلات جریانهای شعاعی اطراف چاهها معمولا بر اساس فرضیات زیر بنا نهاده شده است:

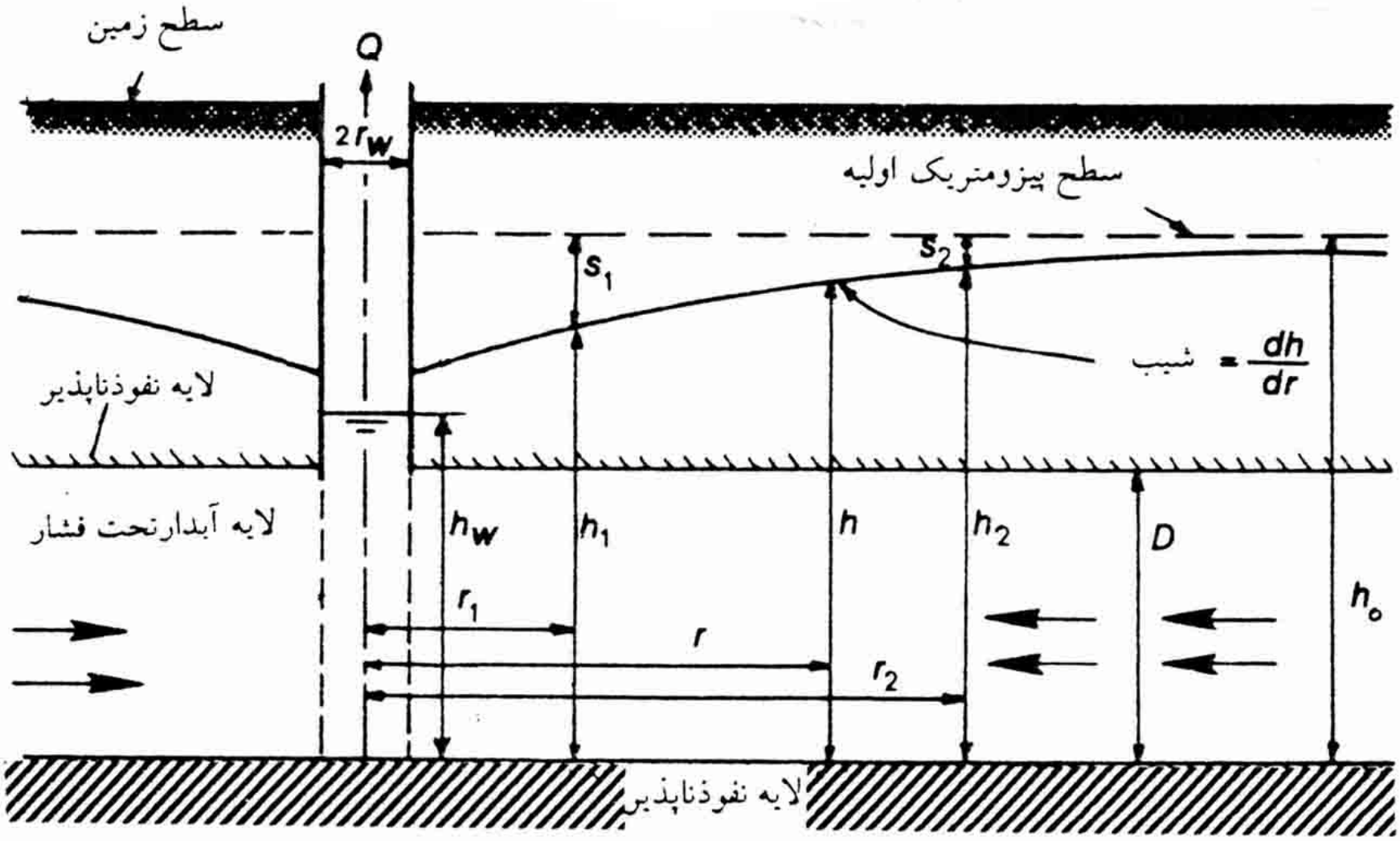
- چاه با دبی ثابت پمپاژ می شود.
- چاه تمام ضخامت لایه آبدار را قطع کرده و در تمام ضخامت لایه آبدار دارای لوله مشبک است.

- لایه آبدار همگن،ایزوتروپ،افقی و دارای گسترش نامحدود است و جریان آب در آن فقط در جهت افقی است و هیچ جریان دیگری جز جریان ناشی از پمپاژ وجود ندارد.

- آب از ذخیره لایه آبدار و بر اثر افت بلافاصله سطح ایستابی یا سطح پیزومتریک آزاد می شود.
- حجم آب داخل چاه در مقایسه با حجم آب استخراجی ناچیز است.

جریان ماندگار در چاه حفر شده در لایه آبدار تحت فشار

با فرض افقی بودن جریان می توان گفت که گذر حجمی جریان در امتداد سطح جانبی یک استوانه فرضی در لایه آبدار به شعاع r از محور چاه معادل دبی Q چاه است



شکل (۴-۴) - جریان شعاعی در یک چاه در حال پمپاژ در لایه آبدار تحت فشار.

$$Q=K2\pi rDdh/dr$$

Q: دبی چاه

K: ضریب نفوذپذیری

D: ضخامت لایه آبدار

r: فاصله پیزومتر از مرکز چاه

dh/dr: گرادیان هیدرولیک

$$Q\ dr/r = 2\pi KDdh$$

Q: دبی چاه

K: ضریب نفوذپذیری

D: ضخامت لایه آبدار

$$Q = 2\Pi kD(h_2-h_1)/Ln(r_2/r_1)$$

Q: دبی چاه

K: ضریب نفوذپذیری

D: ضخامت لایه آبدار

$h_1 h_2$: بار فشار در نقطه یک و دوم

r_1, r_2: فاصله نقطه اول و دوم از مرکز چاه

اگر r_1 را بعنوان شعاع چاه در نظر بگیریم می توان نوشت.

$$Q=2\pi kd(h_0-h_w)/Ln(r_0/r_w)$$

Q: دبی چاه

K: ضریب نفوذپذیری

D: ضخامت لایه آبدار

h_0 , h_w: بار فشار در درون چاه و پیزومتر

r_0,r_w: شعاع چاه و پیزومتراز مرکز چاه

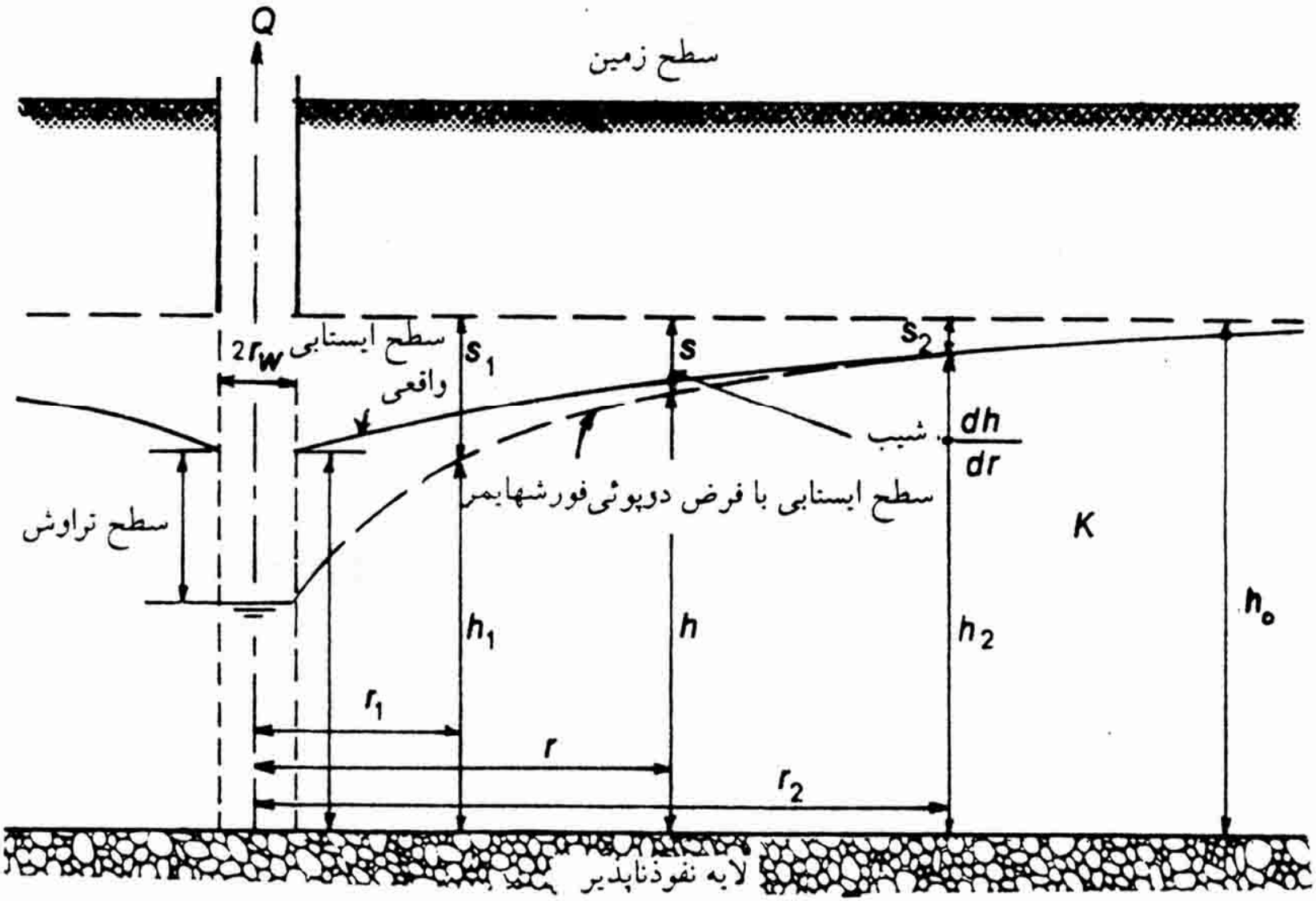
مقدار افت برابر خواهد بود با:

$$h_0-h_W=QLn(r_0/r_W)/2\pi kD$$

روابط معادلات جریان شعاعی در اطراف چاه حفر شده در لایه آبدار آزاد:

$$Q=2\pi rhk(dh/dr)$$

Q: دبی چاه
K: ضریب نفوذپذیری
h: ارتفاع سطح ایستابي از مرز پایینی لایه آبدار
r: فاصله پیزومتر از مرکز چاه
dh/dr: گرادیان هیدرولیک



شکل (۴-۵) - جریان شعاعی در یک چاه در حال پمپاژ در سفرهٔ آزاد

$$Q=\pi k(h2-h1)/Ln(r2/r1)$$

Q: دبی چاه

K: ضریب نفوذپذیری

h: ارتفاع سطح ایستابي از مرز پایيني لایه آبدار

r_1,r_2: فاصله پیزومتر از مرکز چاه

h_1,h_2: بار استابي در نقاط 1 و 2

☜اگر r1 برابر شعاع چاه باشد

$$Q=\Pi k(h0\ 2-hW\ 2)/Ln(r0/rW)$$

جریان غیرماندگار

- معادلات جریانهای غیر ماندگار علاوه بر پارامترهای قبلی شامل زمان پمپاژ و ضریب ذخیره لایه آبدار نیز می شود.
- تیس معادله ای برای لایه های آبدار تحت فشار در شرایط غیر ماندگار ارائه می دهد که حل آن نهایتاً به معادله زیر منجر می شود

$S=Q[-5772-Lnu+u-u2/2\times2!+u3/3\times3!-\ldots.]/4\pi t$

که در این معادله u برابر است با

$U=r^2s/4Tt$

- Q:دبی ثابت چاه
- T:ضریب آبگذری
- T:زمان از شروع پمپاژ
- S:ضریب ذخیره
- s :مقدار افت سطح پیزومتریکدر پیزومتر نزدیک چاه اصلی
- r:فاصله پیزومتر تا چاه اصلی

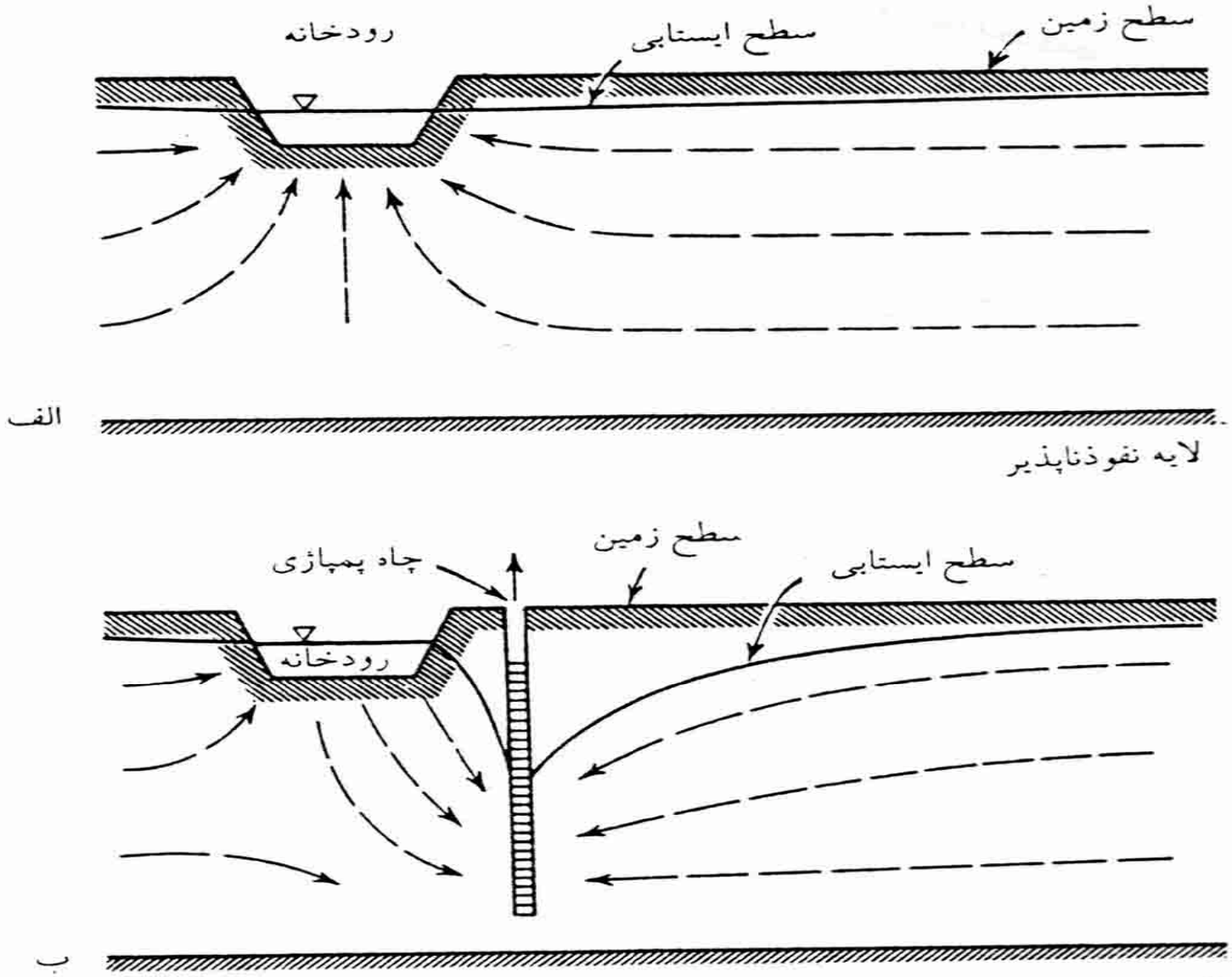
تابع داخل کروشه را تابع چاه می گویند و با W(x)نشان می دهند .

$$S=QW(U)/4\Pi t$$

Uو w(x)هر دو بدون بعد هستند و از داخل جدول قابل برداشت می باشند .

جریان آب در نزدیک مرزهای محدود کننده لایه آبدار

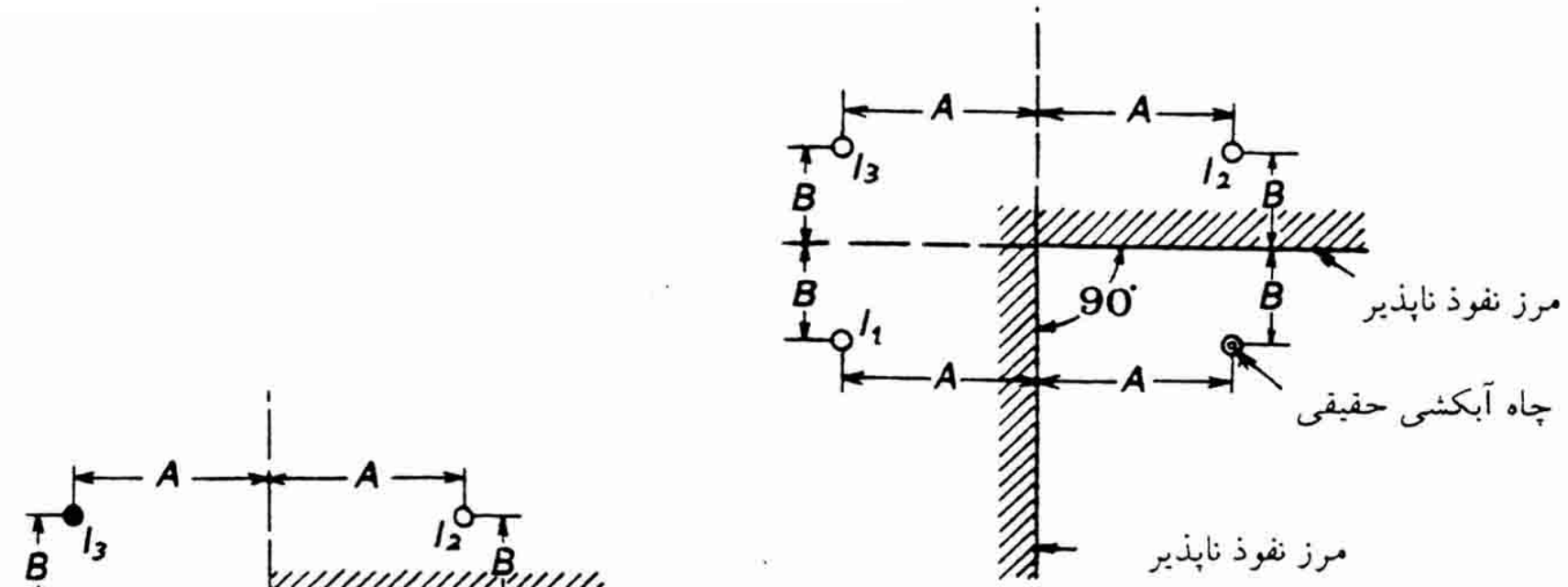
- حل مسائل مرزی در جریان آب در اطراف چاهها را غالباً با به کار بردن روش تصویری می توان ساده نمود.
- تصویر عبارتست از چاه یا رودخانه ای مجازی است که از نظر هیدرولیکی تاثیر مشابه یک مرز فیزیکی معلوم در روی سیستم جریان داشته باشد.



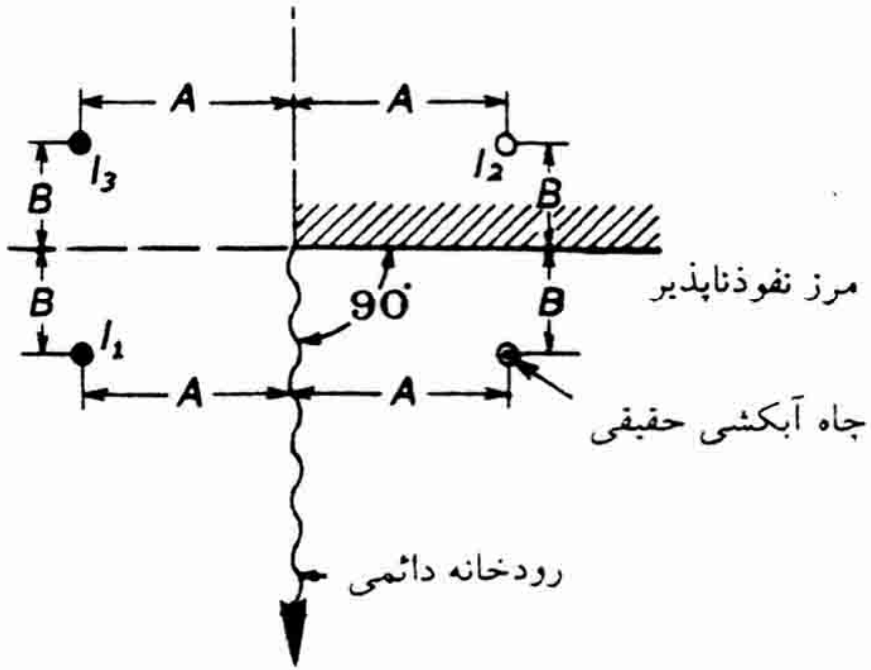
شکل ۷-۶ تغذیه و اداری به وسیله پمپاژ از چاهی در نزدیک رودخانه الف - الگوی جریان طبیعی، ب - الگوی جریان پس از پمپاژ

به جای رودخانه می توان یک چاه تغذیه را در نظر گرفت که با فاصله ای معادل فاصله چاه حقیقی تا رودخانه، مستقیماًدر طرف دیگر رودخانه واقع شده است.

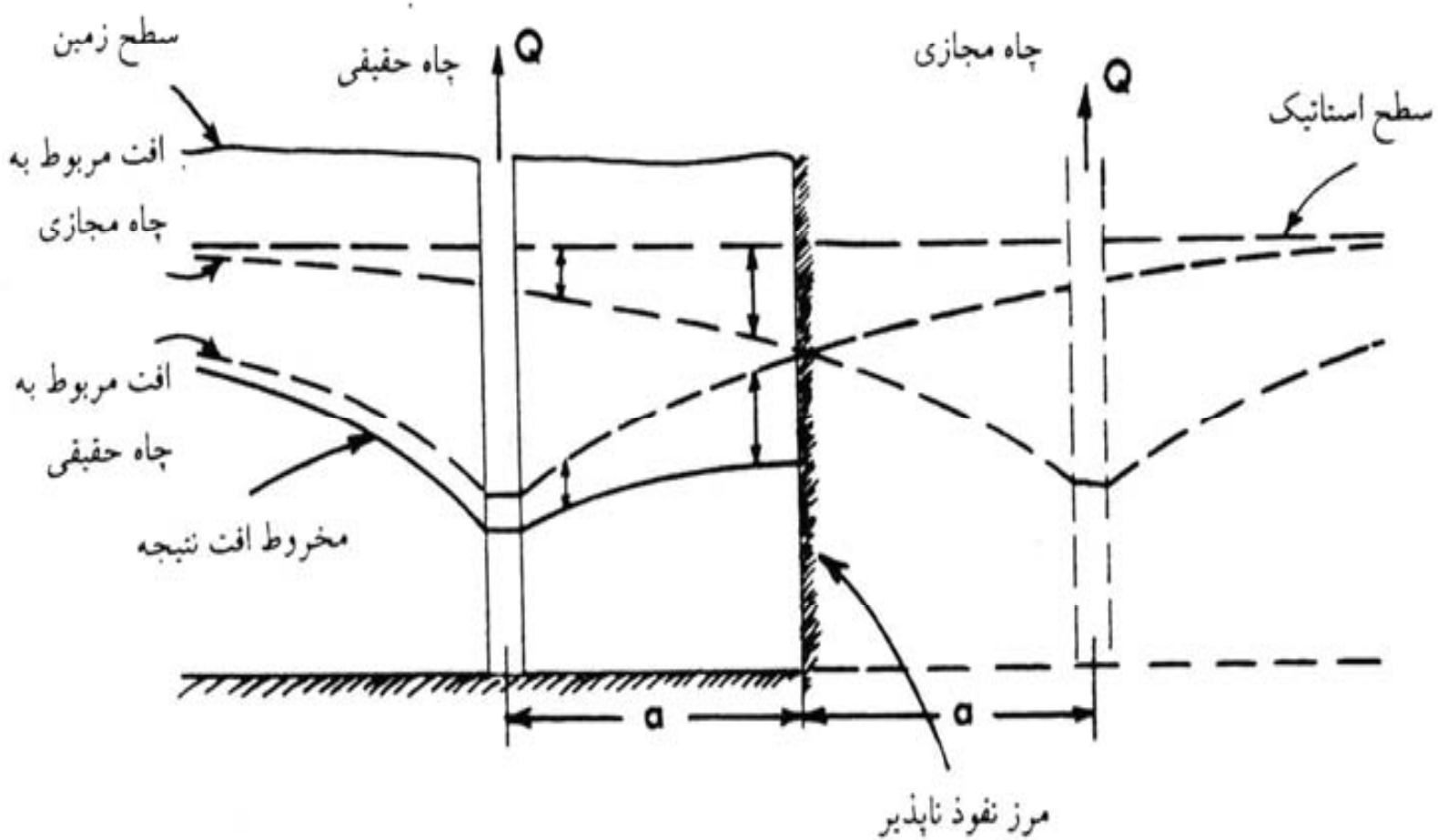
سیستم چاههای مجازی در اطراف یک چاه در حال پمپاژمجاور مرزه های سفره



الف



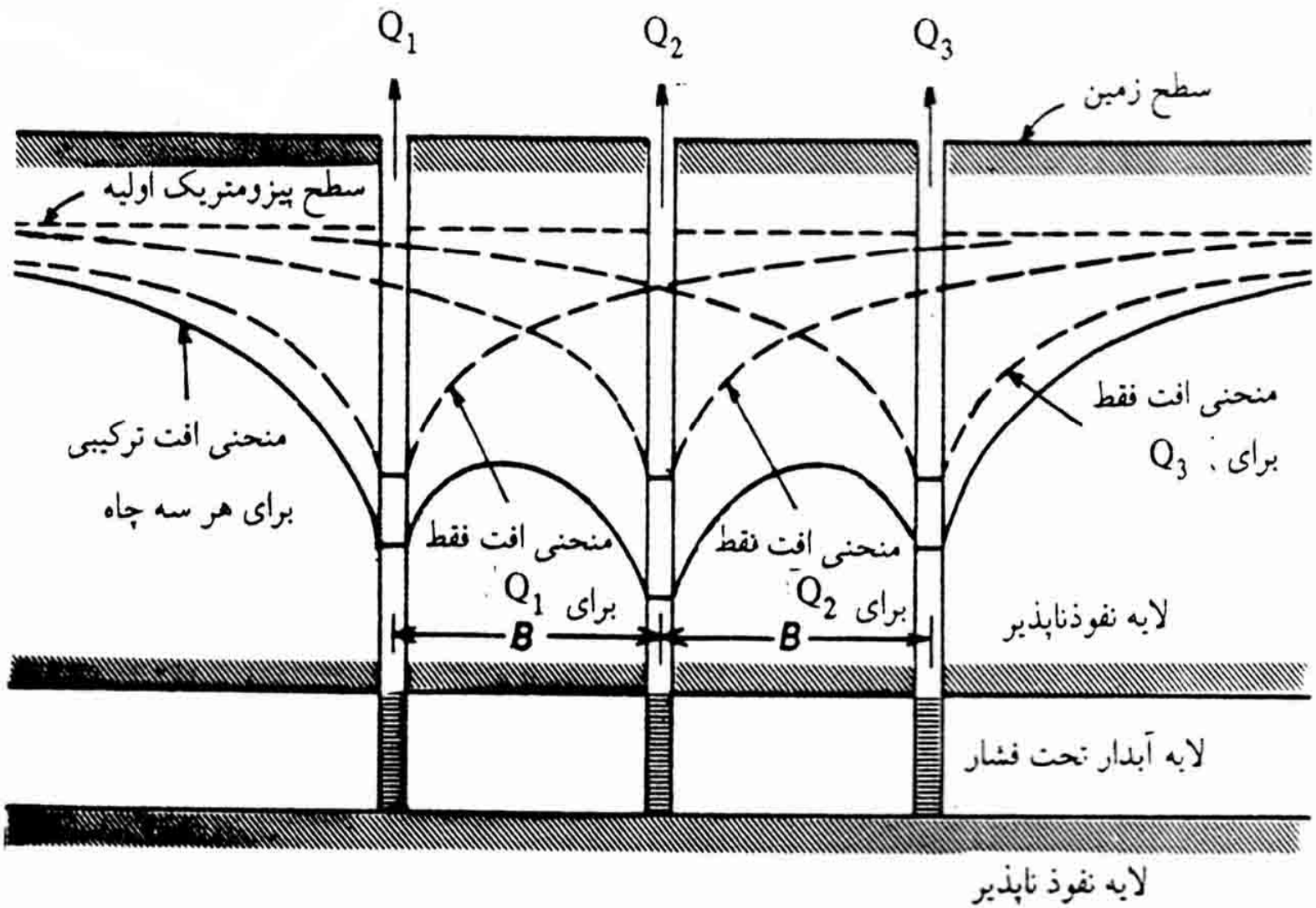
ب



شکل (۴-۹) یک چاه در حال پمپاژ در نزدیکی یک دیوارهٔ قائم نفوذناپذیر و یک چاه مجازی معادل آن.

سیستم های چند چاهی

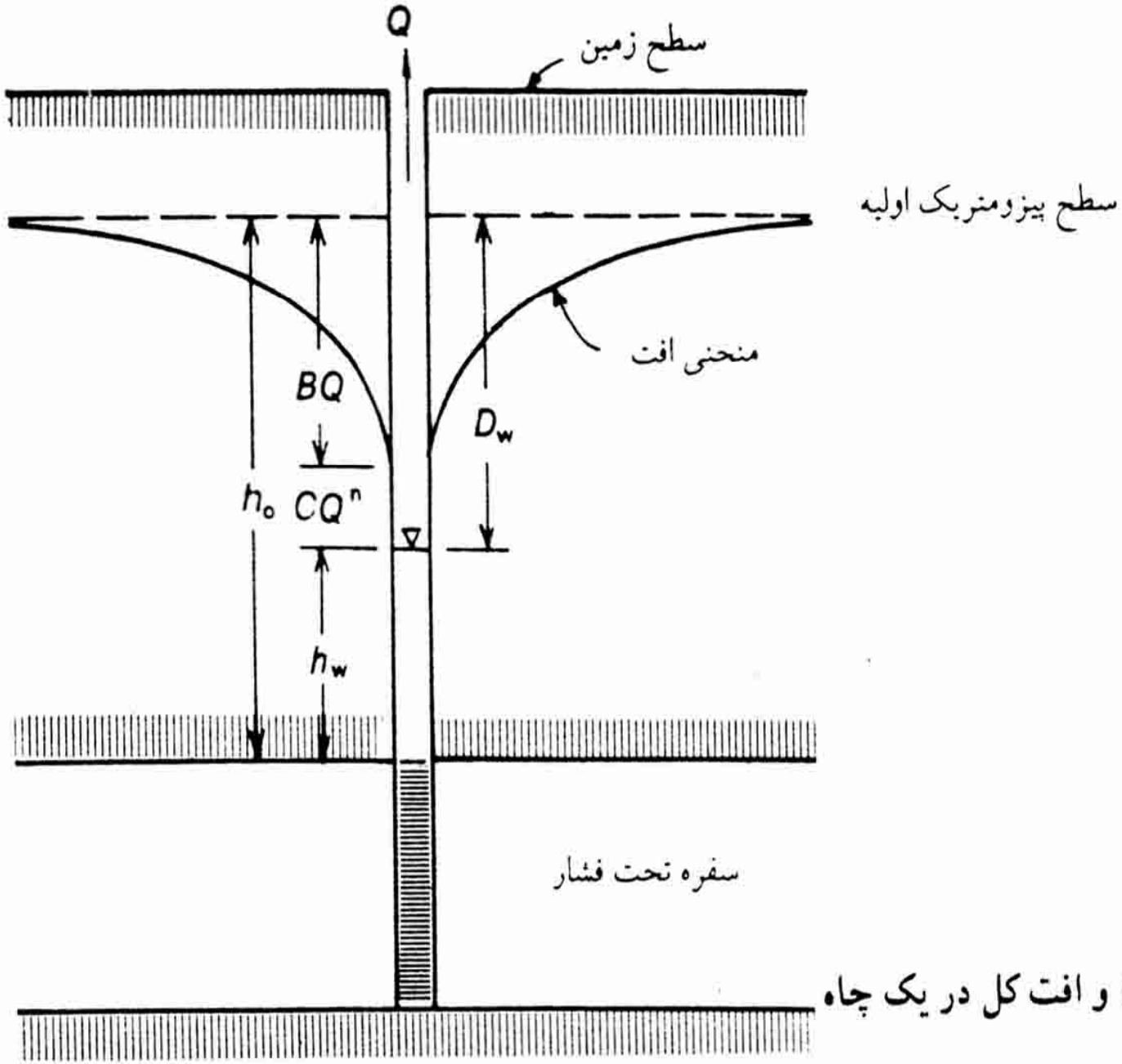
مقدار افت در هر نقطه از منطقه تاثیری که بر اثر پمپاژ از چند چاه ایجاد می شود برابر با مجموع افتهای مربوط به هر کدام از چاهها به تنهایی است .



شکل (۴-۱۱) منحنی‌های افت مجزا و ترکیبی سه چاه که در امتداد یک خط قرار دارند.

افت چاه

- بر اثر عبور آب از شبکه های لوله جدار افقی ایجاد می شود که به آن افت چاه یا افت شبکه می گویند .
- در اثر تاثیر افت چاه سطح آب در چاه پایین تر ازسطح ایستابی یا پیزومتریک در اطراف چاه قرار می گیرد .



شکل ۴-۱۲

افت شبکه (CQ^n) و افت کل در یک چاه

دبی ویژه

- اگر دبی را بر افت داخل چاه تقسیم کنیم دبی ویژه یا ظرفیت ویژه چاه بدست می آید.
- دبی ویژه یا ظرفیت ویژه معیاری است که مؤثر بودن یا به عبارت دیگر استعداد آبدهی چاه را نشان می دهد .ظرفیت ویژه چاه مقدار ثابتی نیست و با افزایش Q کاسته میشود .

اندازه گیری TوSدر شرایط ماندگار

در لایه های آبدار تحت فشار ،در شرایط ماندگار
،مقدار TوSرا می توان از معادله تعادل بدست آورد

$$T=QLn(r2/r_1)/2\pi(s_1-s_2)$$

اندازه گیری TوS در شرایط غیر ماندگار

محاسبه TوSبا اندازه گیری سرعت افت سطح آب در چاههای پیزومتریک بر اثر پمپاژ با دبی ثابت بر اساس معادله تیس صورت می گیرد.

$T=QW(u)/4\Pi s$

$s=4Tu/r^2/t$

روش تیس

$$LogS=Log(Q/4\Pi t) + LogW(u)$$

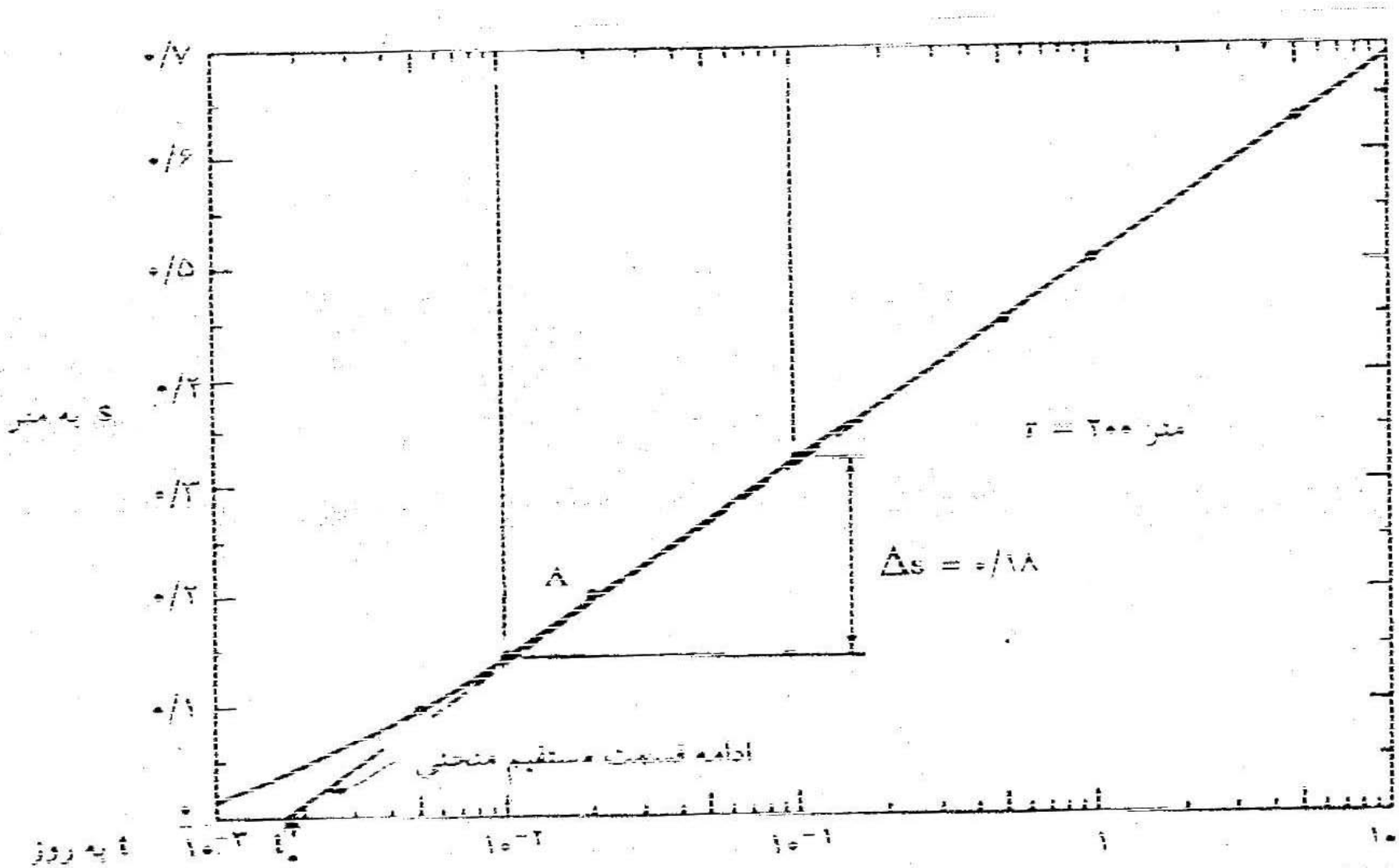
$$Log\ (r^2/t) = Log\ (4T/S) + Log(u)$$

روش ژاکوب

$S=2.3Q\ \mathrm{Log}(2.25Tt/r^2s)\ /4\Pi t$

$T=2.3Q/4\pi\Delta S$

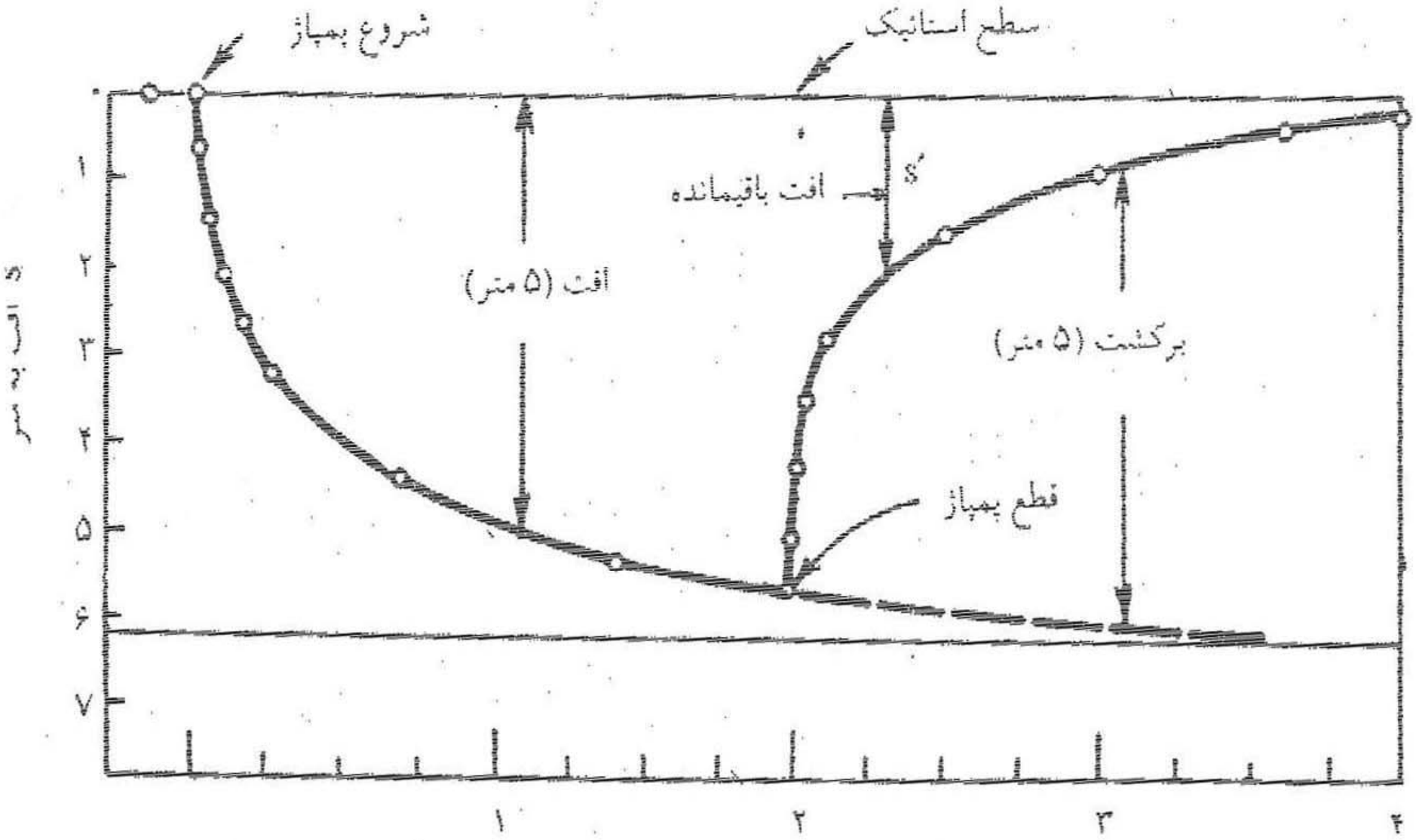
ΔS: اختلاف افت مربوط به دو رقم از محور زمان



شکل (۲-۱۸) تغییرات s برحسب log t برای داده‌های جدول (۲-۲) و T = ۲۰۰ متر برای محاسبه T و S در روش ژاکوب

آزمون برگشت

وقتی آزمون پمپاژ کامل شد، پس از قطع پمپاژ سطح آب در چاه اصلی و چاههای مشاهده ای شروع به بالا آمدن می کند، که به آن برگشت یا جبران می گویند.



شکل ۴-۱۹- منحنی افت و برگشت در یک چاه که به مدت ۴۸ ساعت با دبی ثابت پمپاژ شده است.

$$S'=2.3Q/4\Pi t \ Log(t/t')$$

t: زمان شروع پمپاژ

t‘: زمان پس از خاموش کردن پمپ

فصل5

راههای بهر برداری از منابع آبزیر زمینی

موضوعات مورد بحث دراین فصل

- چاه
- قنات
- چشمه

مقدمه

بهره برداری از منابع آب زیر زمینی از راههای مختلف انجام می گیرد که مهمترین آنها عبارتند از: حفر چاه و قنات و استفاده از آب چشمه ها.

چاه آب

- چاه آب حفره ای استوانه ای شکل ومعمولاً قائم است که در زمین حفر می کنند تا به لایه آبدار برخورد کند .
- چاههای آب را معمولاً بر اساس عمق به چاههای کم عمق و عمیق تقسیم می کنند .

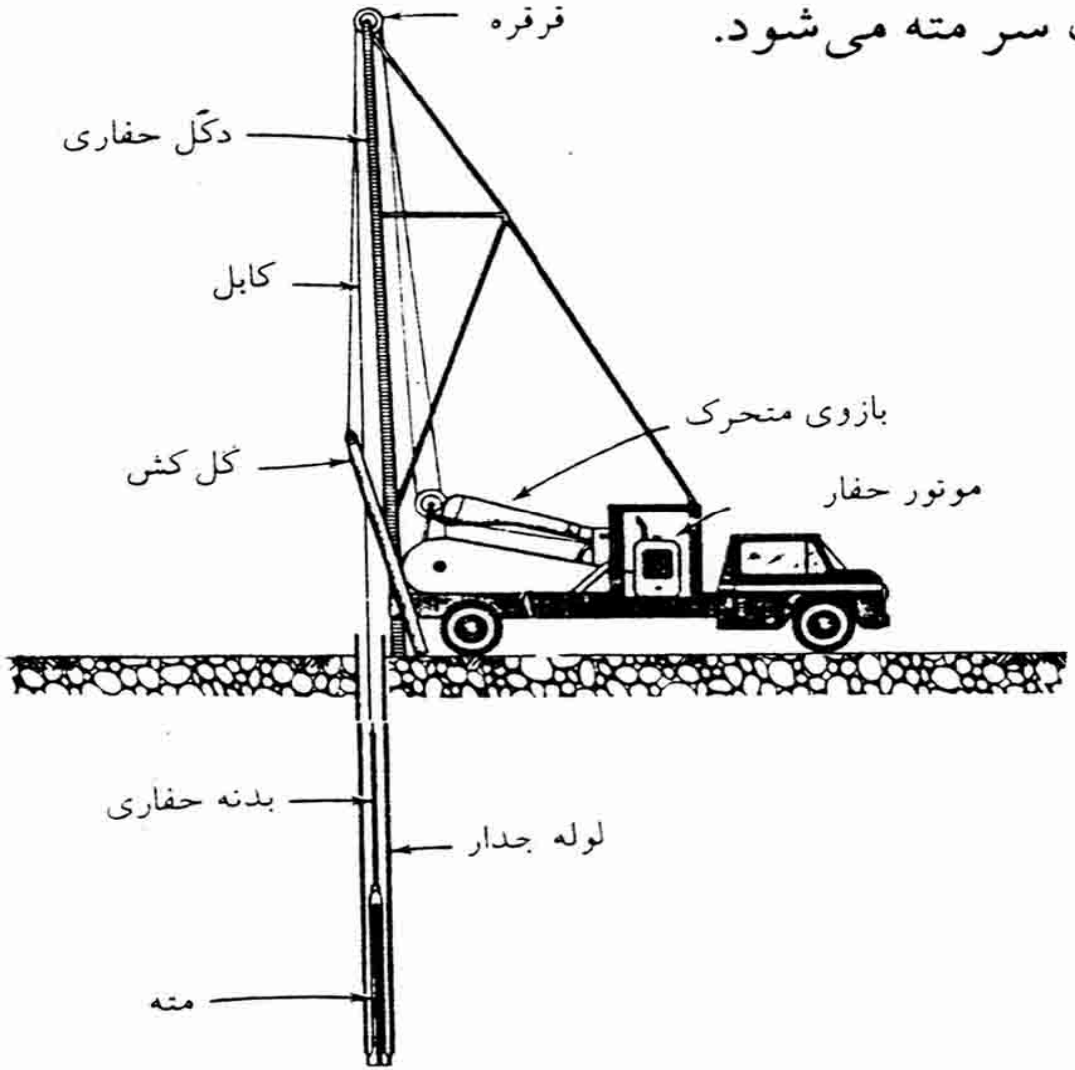
- چاه کم عمق چاهی است که آب آن از فاصله نسبتاً کمی از سطح زمین از کم عمقترین لایه آبدار تامین می شود و توسط مقنی حفر می شود.

- چاه عمیق چاهی است که آب آن از اعماق نسبتاً زیاد لایه آبدار آزاد یا یک یا چند لایه آبدار تحت فشار با هم تامین می شود و توسط دستگاه حفاری کنده می شود.

چاههای عمیق به دو روش ضربه ای و دورانی حفر می شوند

حفاری ضربه ای: در این روش حفاري ضربات متوالی مته در ته چاه موجب خرد کردن سنگها می شود. سپس توسط گل کش مواد خرد شده از کف چاه خارج شده و حفاري ادامه مي يابد.

کاهش اصطکاک سر مته می‌شود.



شکل ۵-۲- دستگاه حفاری ضربه‌ای که بر روی کامیون نصب شده است.

ابزار حفاری ضربه ای

مته حفاری: مهمترین قسمت ابزار حفاری است و عمل خرد کردن سنگها و حفر چاه توسط این قسمت انجام می گیرد.

بدنه یا ساقه حفاری: میله فولادی بلندی است که باعث افزایش وزن و طول ابزار حفاری و حفر سریع و قائم چاه می شود.

جار یا دانگ: باعث مي شود كه اولاً ضربه به كابل منتقل نشود ثانیا در مواقعی كه مته در گل گیر می كند با زدن ضربه مته را بیرون می آورد.

گلویی دوار: ابزار حفاري رابه كابل متصل مي كند وباعث می شود كه ابزار حفاري بتواند نسبت به كابل كمي گردش كند.

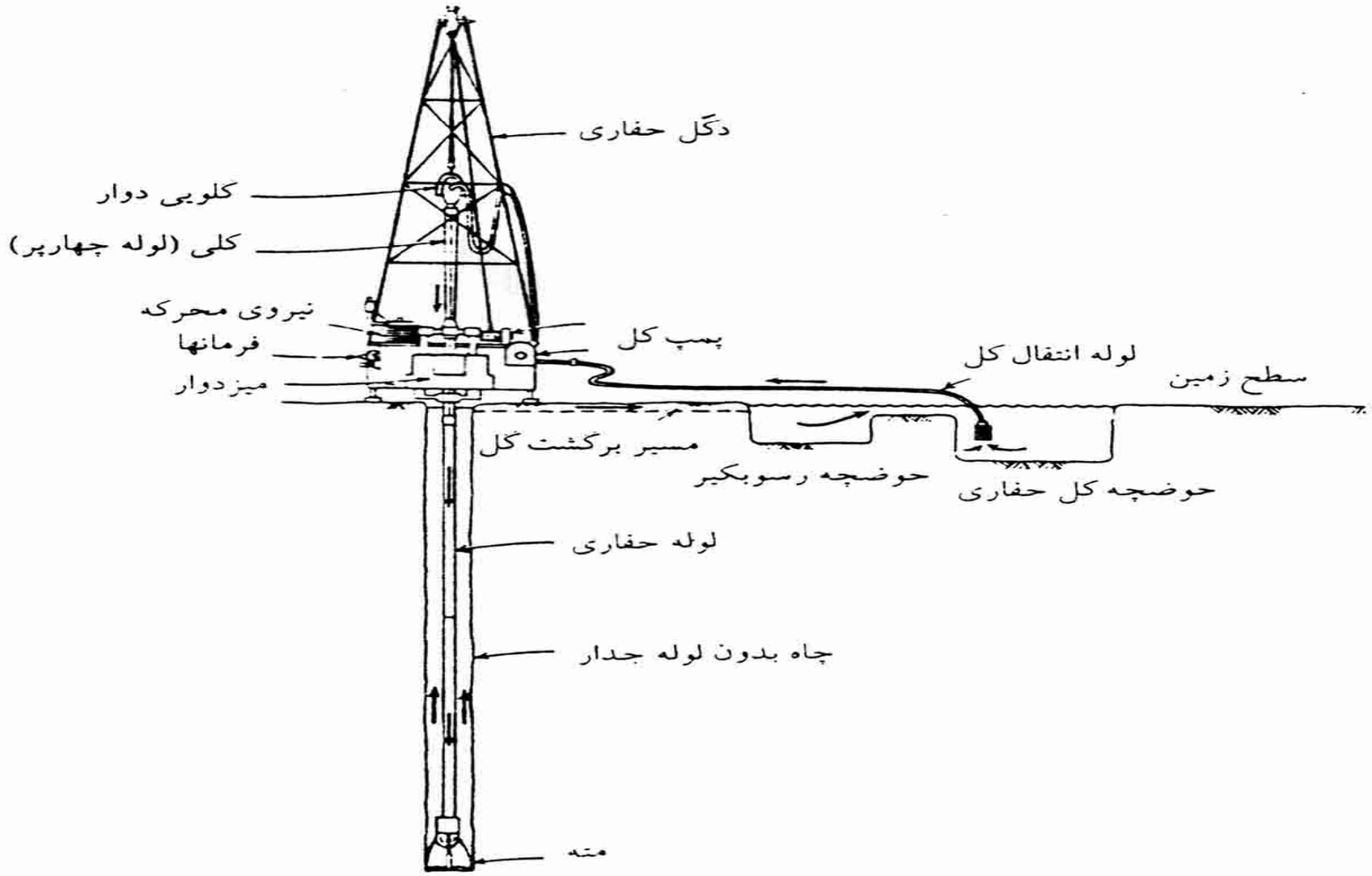
نکته

- در حفاری ضربه ای عمل حفر متناوبا قطع می شود تا مواد کنده شده از چاه خارج گردد.خارج کردن مواد کنده شده توسط گل کش انجام می گیرد.
- در هر عمقی که حفار با توجه به سرعت حفاری تغییر جنسی در لایه ها احساس کند،نمونه برداری می شود.

معایب روش حفاری ضربه ای

- محدودیت عمق حفاری
- سرعت کم حفاری
- مشکلات بیرون کشیدن لوله هائی است که در ضمن حفاری در چاههای عمیق گذارده می شود.

- روش حفاری دورانی: در این روش مته به انتهای یک سری لوله های تو خالی به نام لوله حفاری یا سوزن حفاری متصل می شود. برای خارج کردن مواد کنده شده از گل حفاری استفاده می شود.



شکل ۵-۳- اجزاء اصلی دستگاه حفاری دورانی. پیکانها جهت گردش گل حفاری را نشان می‌دهند.

عوامل مؤثر در سرعت حفاری دورانی

- ✓ سختی سنگ
- ✓ اندازه ونوع مته
- ✓ سرعت چرخش مته
- ✓ مجموع وزن روی مته
- ✓ خواص گل حفاری
- ✓ فشار گل در ته چاه وگردش گل حفاری

تکمیل و تجهیز چاه

- الف) لوله گذاری
- ب) صافی شنی (گراول پک)
- ج) توسعه چاه

لوله گذاری

- قبل از قرار دادن پمپ در چاه برای جلوگیری از ورود ذرات بداخل چاه و پایداری دیواره چاه و سهولت نفوذ آب آنرا لوله گذاری می کنند. که آنرا لوله جدار می گویند.

نکته

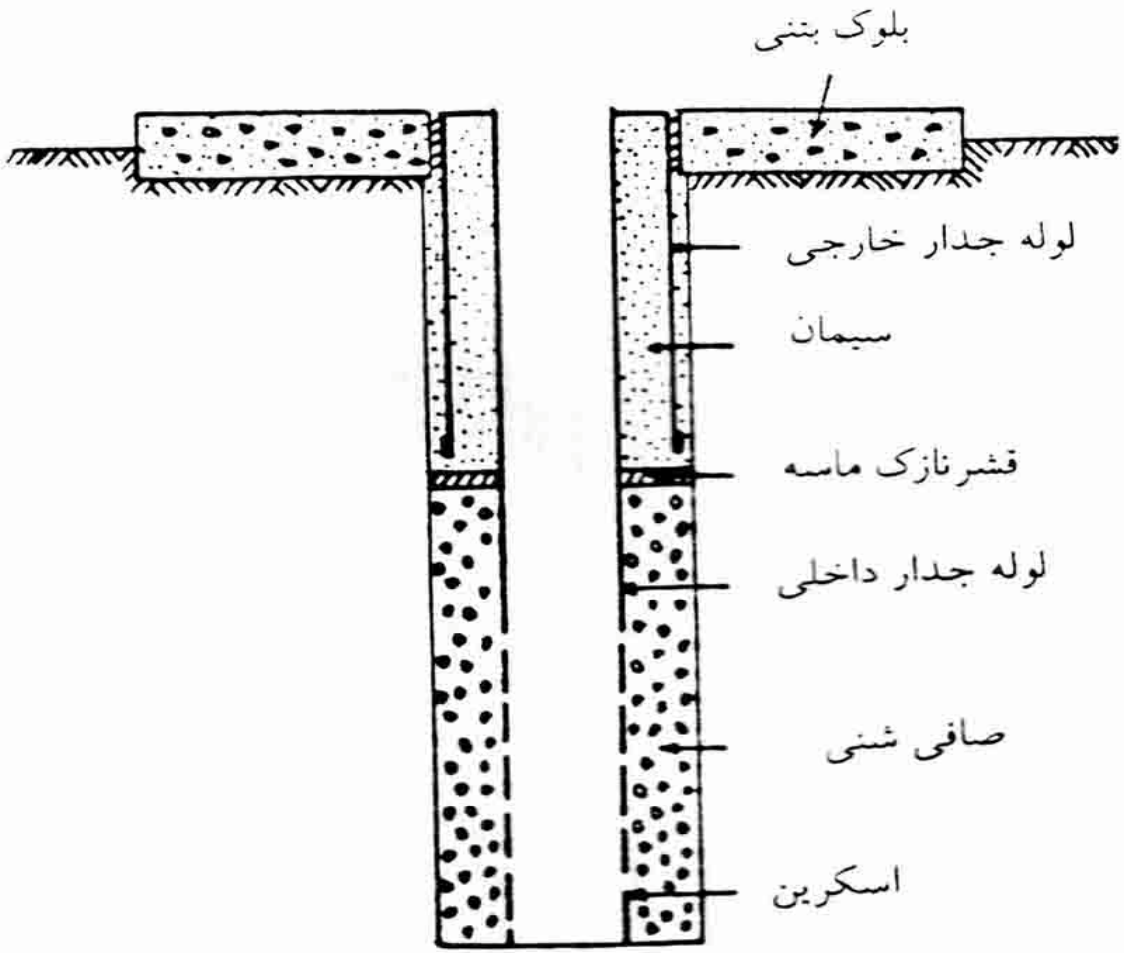
- برای این کار از لوله های مشبک یا اسکرین یا لوله های فولادی معمولی که در محل چاه مشبک می گردند استفاده می شود.
- اندازه شبکه ها در لوله های مشبک به دانه بندی رسوبات لایه آبدار و صافی شنی اطراف چاه بستگی دارد.

صافی شنی

- پس از لوله گذاری چاه، در اطراف قسمتهای مشبک لوله جدار یا اسکرینها قشری از گراول ایجاد می کنند که باعث افزایش قطر مؤثر چاه، جلوگیری از ورود ذرات دانه ریز و خالی شدن پشت لوله جدار از رسوبات و همچنین حفاظت لوله جدار می شود .

نکته

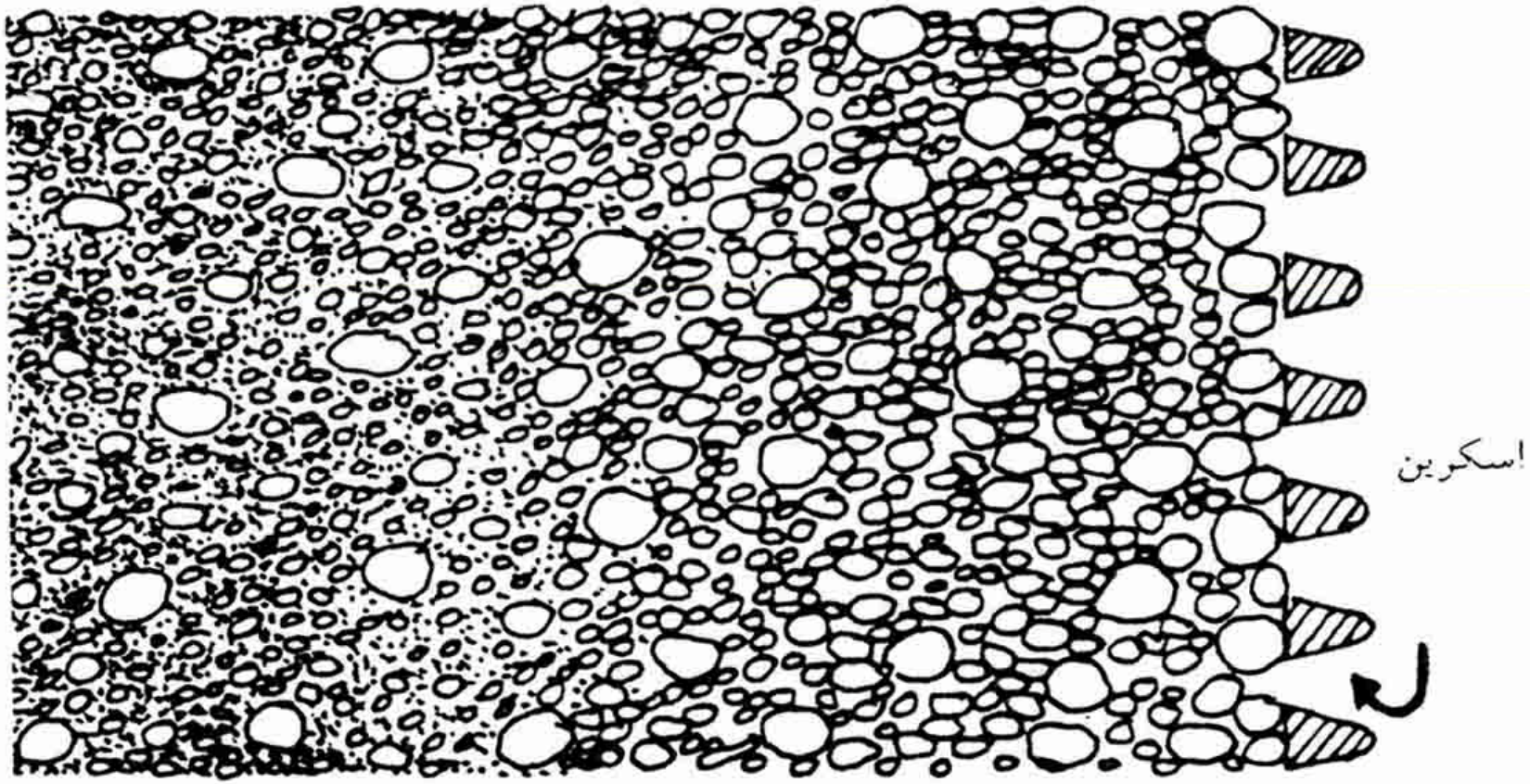
- ضخامت صافی شنی 15تا 25 سانتی متر است.
- معمولاً اندازه دانه ها در صافی شنی طوری انتخاب می شود که $d_{(50)}$ صافی 5 برابر $d_{(50)}$ مواد تشکیل دهنده لایه آبدار باشد.



شکل (۵-۶) - مقطع یک چاه تکمیل شده که به طریق دورانی حفر شده و در آن اسکرین، صافی شنی، قسمتهای سیمانکاری شده و بلوک بتنی برای قرار دادن تجهیزات موتور و پمپ نشان داده شده است.

توسعه چاه

- عملیاتی که طی آن ماسه ومواد دانه ریز دیگر از لابه لای مواد تشکیل دهنده لایه آبدار در اطراف چاه خارج شده و به داخل چاه حرکت می کند. سپس این ذرات توسط گل کشی یا پمپ از چاه خارج می گردد. توسعه چاه باعث افزایش قطر مؤثر، آبدهی و عمر چاه می شود.



شکل ۵-۷ منطقه توسعه یافته در اطراف یک چاه. ذرات لای و ماسه‌های دانه‌ریز از لابلای مواد تشکیل دهنده لایه آبدار خارج شده است.

روشهای توسعه چاه

1- پمپاژ متناوب چاه با استفاده ازپمپ توربینی

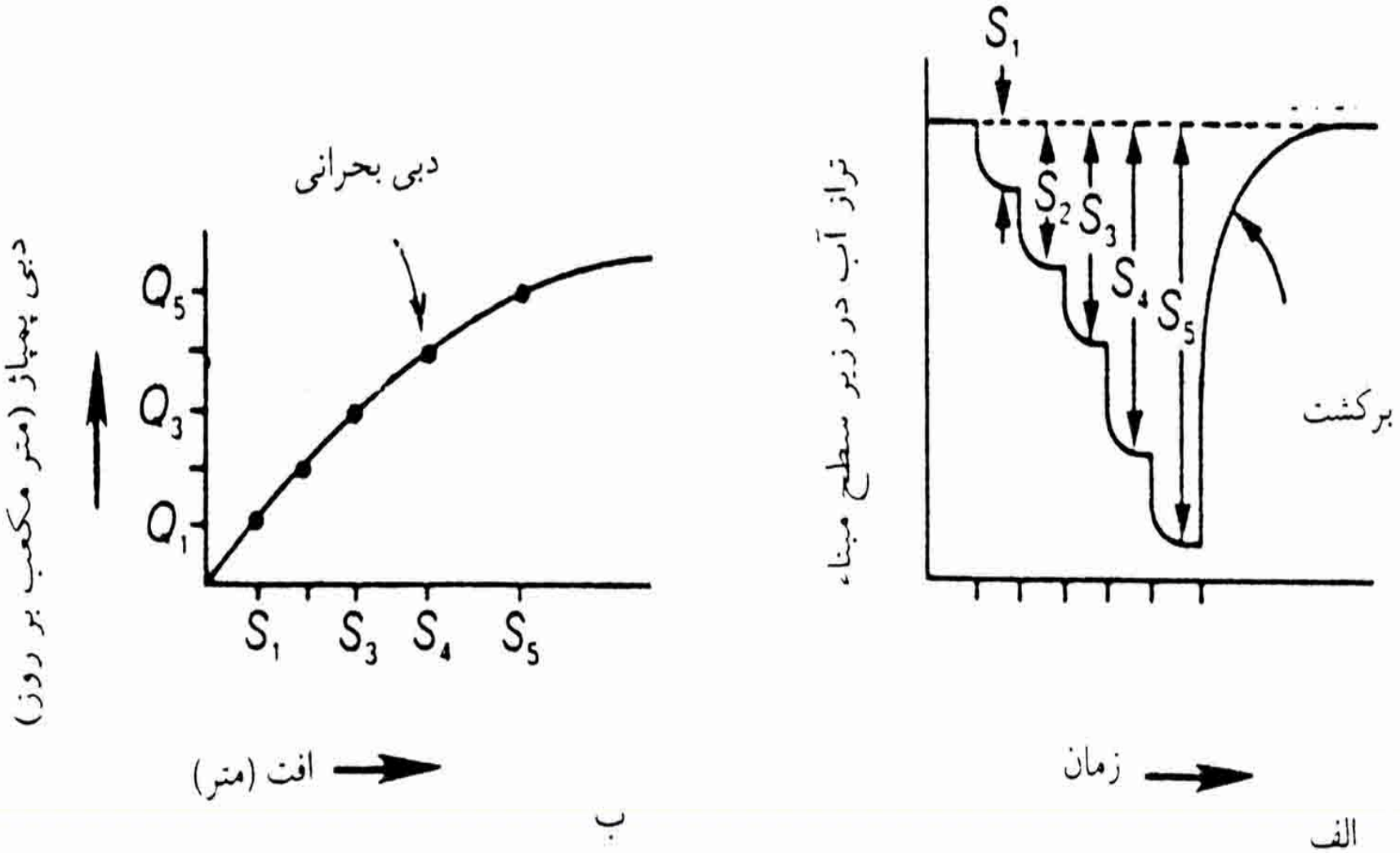
2- استفاده از عملیات سنبه زنی

آزمون آبدهی چاهها

- بعد از تشکیل چاه باید آن را از نظر آبدهی و مقدار افت آب در چاه مورد آزمایش قرار داد. این اطلاعات از نظر میزان آبدهی مطمئن چاه ،انتخاب پمپ مناسب تعیین قدرت موتور،عمق قرار دادن پمپ و تعیین قیمت وسایل پمپاژ مورد نیاز است.

دبی بحرانی

- میزان آبدهی چاه را به ازاء رسیدن به سرعت بحرانی ،دبی بحرانی یا دبی حداکثر می گویند. برای محاسبه عملی دبی بحرانی از نتایج یک آزمایش افت پله ای استفاده می شود .



شکل ۵-۹ - الف - تغییرات تراز آب در چاه نسبت به زمان (الف) و منحنی تغییرات دبی به افت کلی (ب) در یک آزمون افت پله‌ای

اریفیس

- برای اندازه گیری دبی آب چاهها از وسیله ای بنام اریفیس استفاده می شود.

$$Q=kA\sqrt{2gh}$$

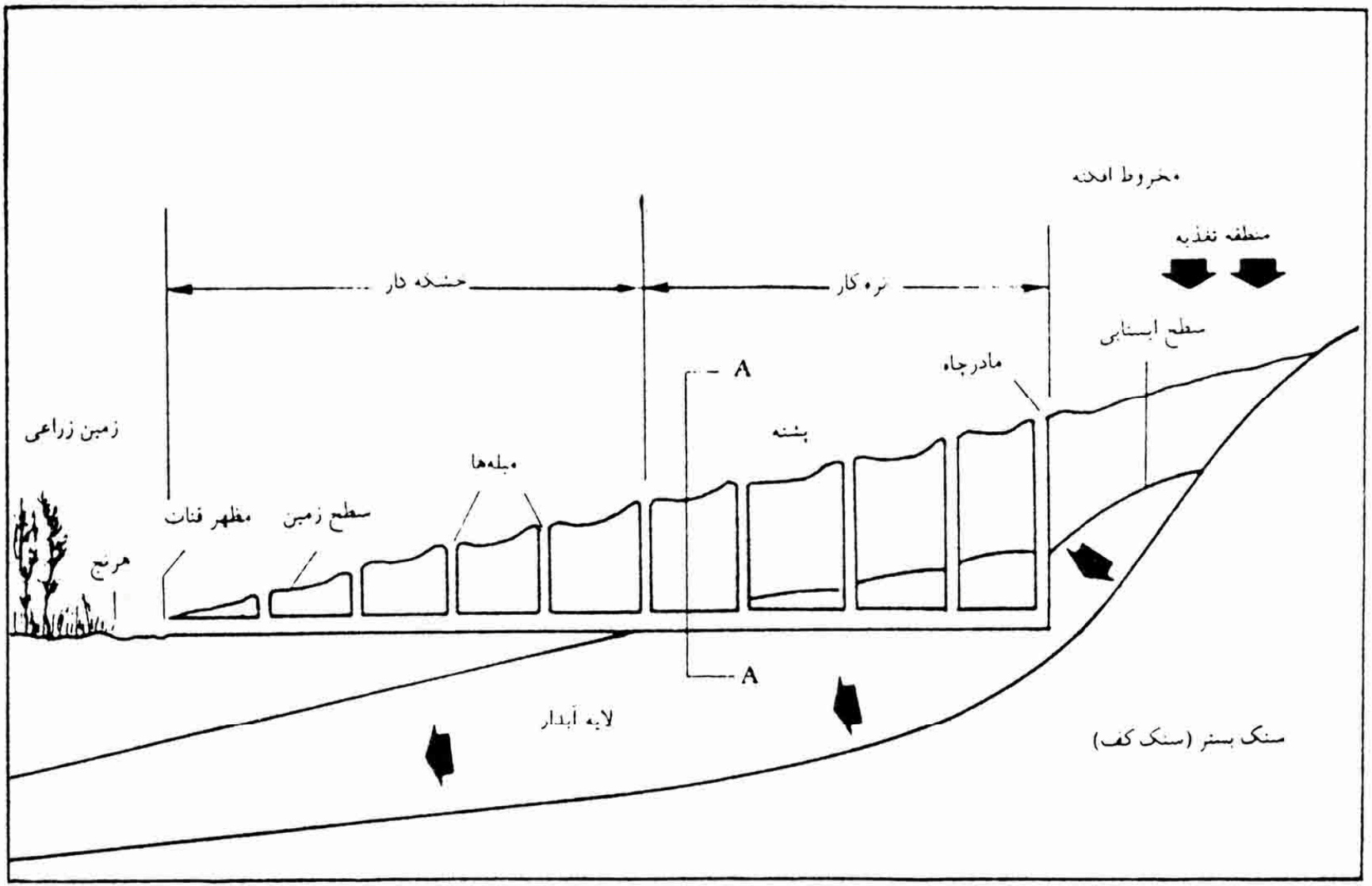
- Q: دبی
- A: سطح مقطع اریفیس
- g: شتاب گرانی
- h : افت فشار
- K: ضریبی است که به اریفیس بستگی دارد.

انواع پمپ

1. پمپ های شناور
2. موتور و شافت
3. پمپهای پروانه ای

قنات

- عبارت است از یک مجرای زیرزمینی با شیب کم، همراه با تعدادی چاه قائم به نام میله، که در زیر زمین حفر می شود تا آب زیر زمین خود به خود بدون نیاز به تلمبه یا وسایل مصنوعی دیگر در سطح زمین جریان پیدا کند.



شکل ۵-۱۶ بخشهای مختلف قنات

چشمه

- عبارت است از تخلیه متمرکز آب زیر زمینی که به صورت جریانی از آب درسطح زمین ظاهر می شود.

چشمه ها را بر اساس دمای آب به انواع زیر تقسیم می کنند:

- ✓ چشمه های سرد
- ✓ چشمه های معمولی
- ✓ چشمه های گرم
- ✓ چشمه های داغ

تقسیم بندی چشمه ها بر اساس تغییرات دبی

- چشمه های دائمی
- الف) چشمه های ثابت
- ب)چشمه های تقریباً متغییر
- 2- چشمه های متناوب

فصل 6

کیفیت آب زیر زمینی

موضوعات مورد بحث دراین فصل

- منابع شوری
- خصوصیات شیمیایی آبهای زیر زمینی
- نقشه ها و نمودارهای شیمی آب
- خصوصیات فیزیکی آبهای زیر زیرزمینی
- خصوصیات باکتریایی آب زیرزمینی
- طبقه بندی و معیارهای کیفیت آب

مقدمه

کیفیت آب زیر زمینی نتیجه کلیه فرایند ها و واکنشهایی است که از زمان تشکیل و ترکم آب در اتمسفر تا زمانی که توسط چاه ، قنات یا چشمه از زیر زمین خارج می شود بر روی آن عمل کرده است.

منابع شوری آب

مـواد محلـول موجـود در آبهـای زیرزمینـی عمـدتاً از انحـلال سـنگها منشـاء مـی گیـرد. بـه همـین جهـت در یـک حوضه آب زیر زمینی مقدار نمکهای محلول از محل تغذیه به طرف محل تخلیه به تدریج افزوده می شود.

نکته

- آبهای زیر زمینی در سنگهای آذرین و سنگهای دگرگونی متبلور، به علت قابلیت انحلال نسبتاً کم این سنگها حاوی مواد محلول خیلی کمی هسستند.
- سنگهای تبخیری مثل سنگ نمک و سنگ گچ انحلال پذیری زیادی دارند و موجب بالا بردن شوری آبهای زیر زمینی می شود .

واحد های اندازه گیری

غلظت عناصر یا یون های محلول درآب را معمولاً بر حسب میلی گرم در لیتر یا بر حسب وزن به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می کنند .

کل مواد محلول وهدایت الکتریکی

کل مواد محلول (T.D.S)شامل مواد جامدی است که در آب محلول است .

سختی کل

مجموع غلظت یون های ca^{2+}و mg^{2+}به ppmو بر حسب کربنات کلسیم معادل آن می باشد.

$$TH=(Ca\times Caco_3/ca)+(mgcaco_3/mg)$$

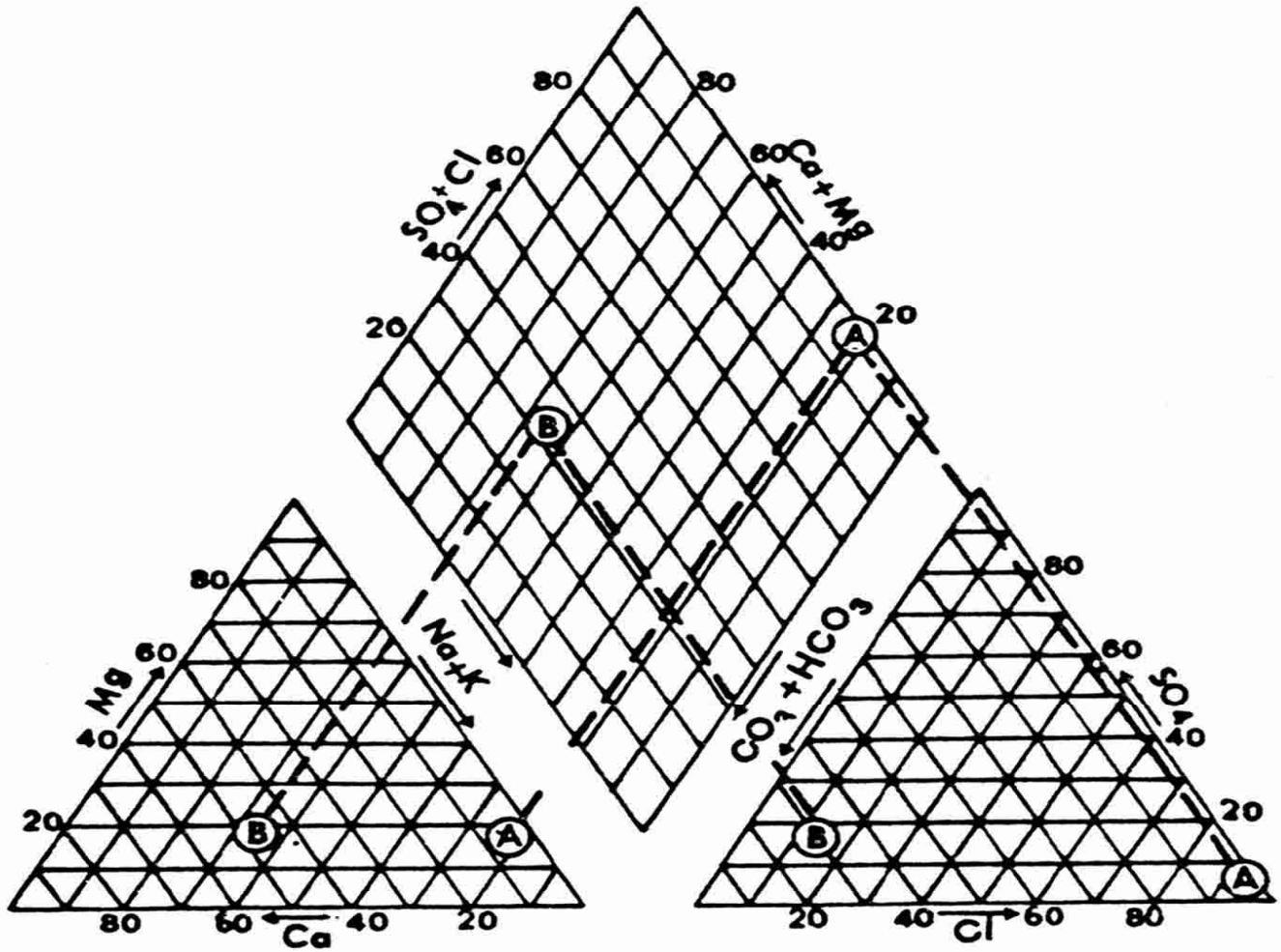
TH : سختی کل

قلیائیت: عبارت است از توانایی آب برای خنثی کردن اسید.

اسیدیته: عبارت است از توانایی آب برای واکنش با یون های هیدروکسیل.

نمودارهای شیمی آب

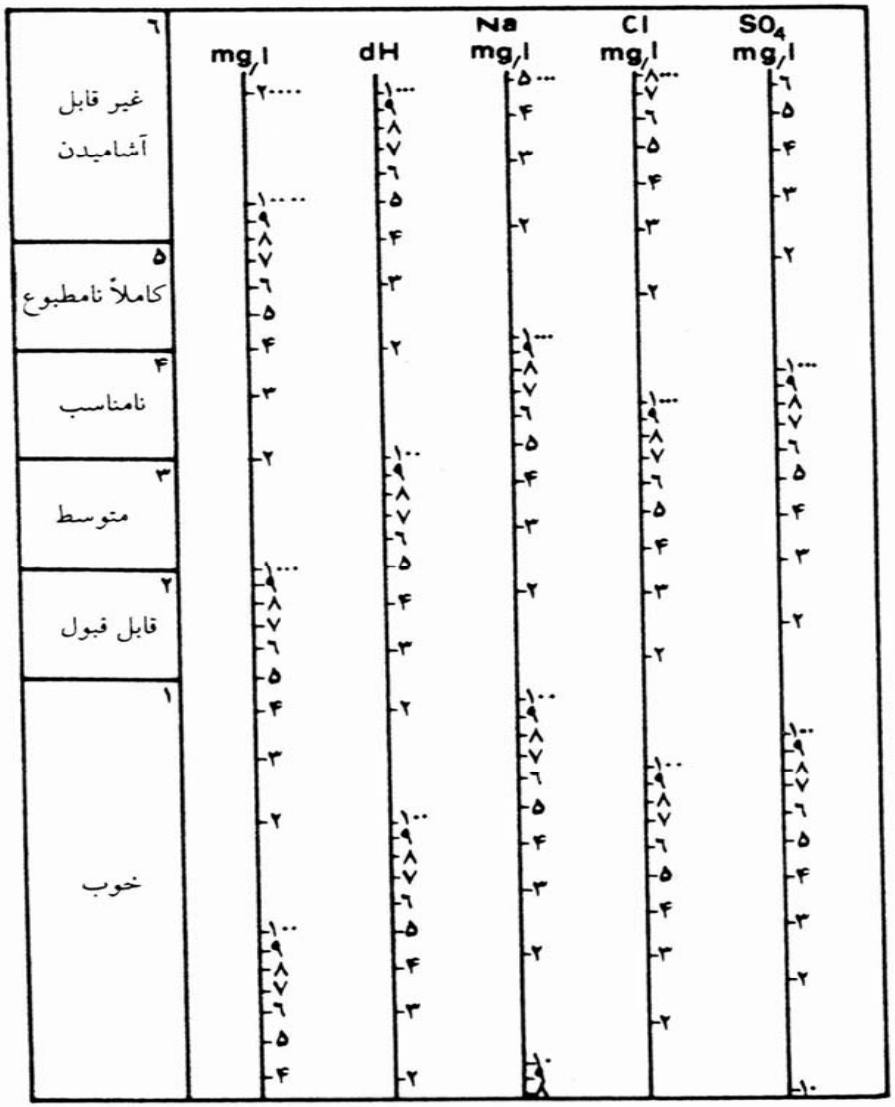
- 1- نمودار مستطیلی یا ستونی
- 2- نمودار استیف
- 3- نمودار پی پر
- 4-نمودار لگاریتمی



کاتیونها

آنیونها

شکل ۶-۴ - نمودار پی‌پر. نتایج تجزیه شیمیایی هر نمونه با سه نقطه مشخص می‌شود. A نمونه‌ای از آب دریا و B نمونه‌ای از آب قابل شرب است.



شکل ۶-۶- نمودار لگاریتمی تقسیم‌بندی آب از نظر آشامیدن (نمودار شولر) تقسیمات dH (سختی) در این نمودار برحسب درجه سختی فرانسوی (۱۰ میلی‌گرم در لیتر کربنات کلسیم) است.

خصوصیات فیزیکی آبهای زیر زمینی

- 1- رنگ
- 2-کدورت
- 3-دما
- 4-مزه وبوی آب

طبقه بندی و معیارهای کیفیت آب

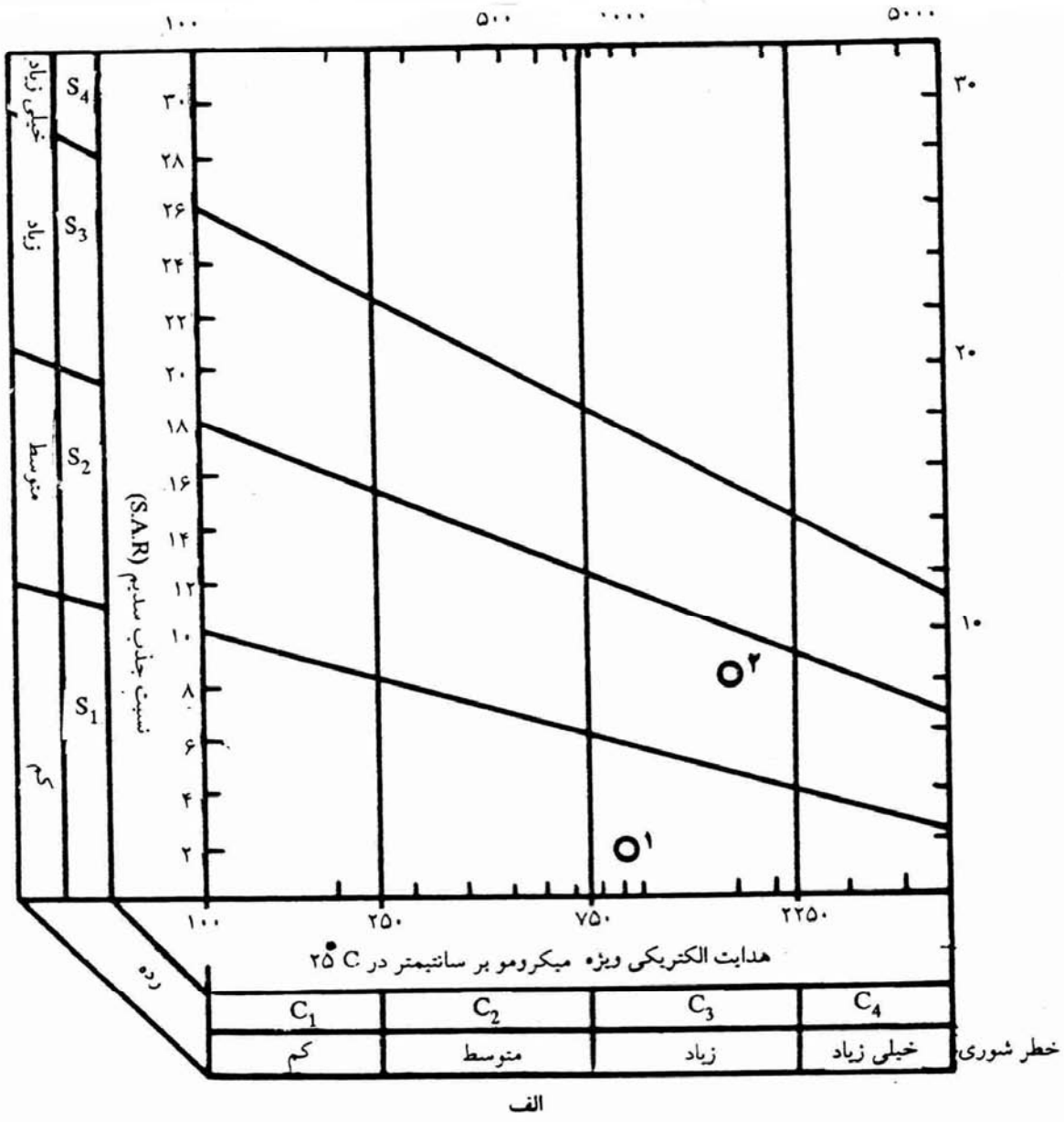
مناسب بودن آب برای یک هدف معیین، بستگی به معیارهایی دارد که برای کیفیت آب تعیین می شود.

برای مقاصد آشامیدن ،کشاورزی و صنعت استانداردهای مختلفی وجود دارد.

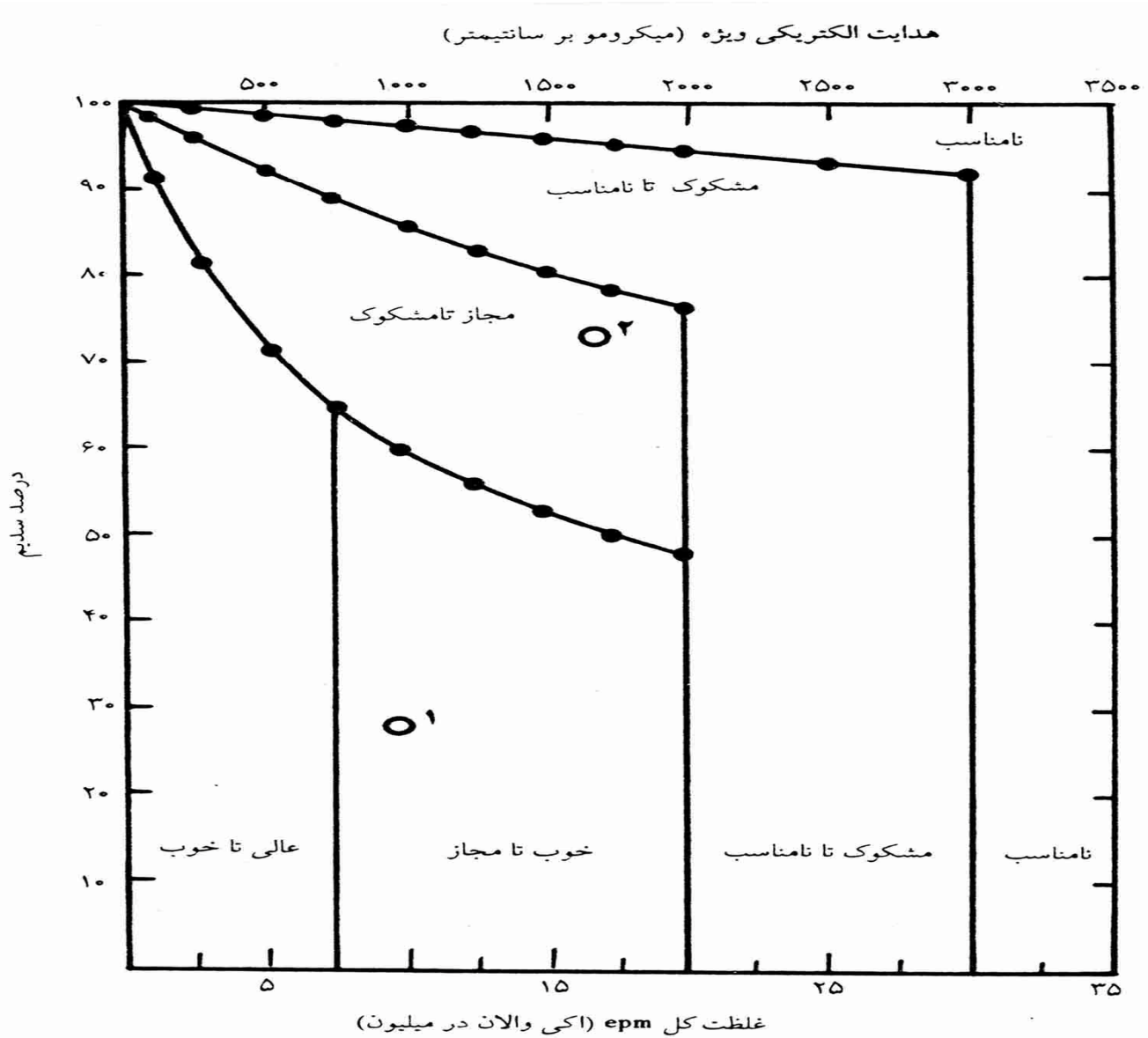
اثرات مهم سدیم در آب

- ✓ کاهش نفوذ پذیری
- ✓ سخت شدن خاک

نمودار اصلاح شده ویلکوکس



الف



ب

شکل ۶-۷ نمودارهای طبقه‌بندی آب مورد استفاده در آبیاری. الف - نمودار اصلاح شده «ویلکوکس» Wilcox، ب - نمودار ویلکوکس

نسبت جذب سدیم (S.A.R)

$$S.A.R=Na/\sqrt{(ca+mg/2)}$$

فصل7

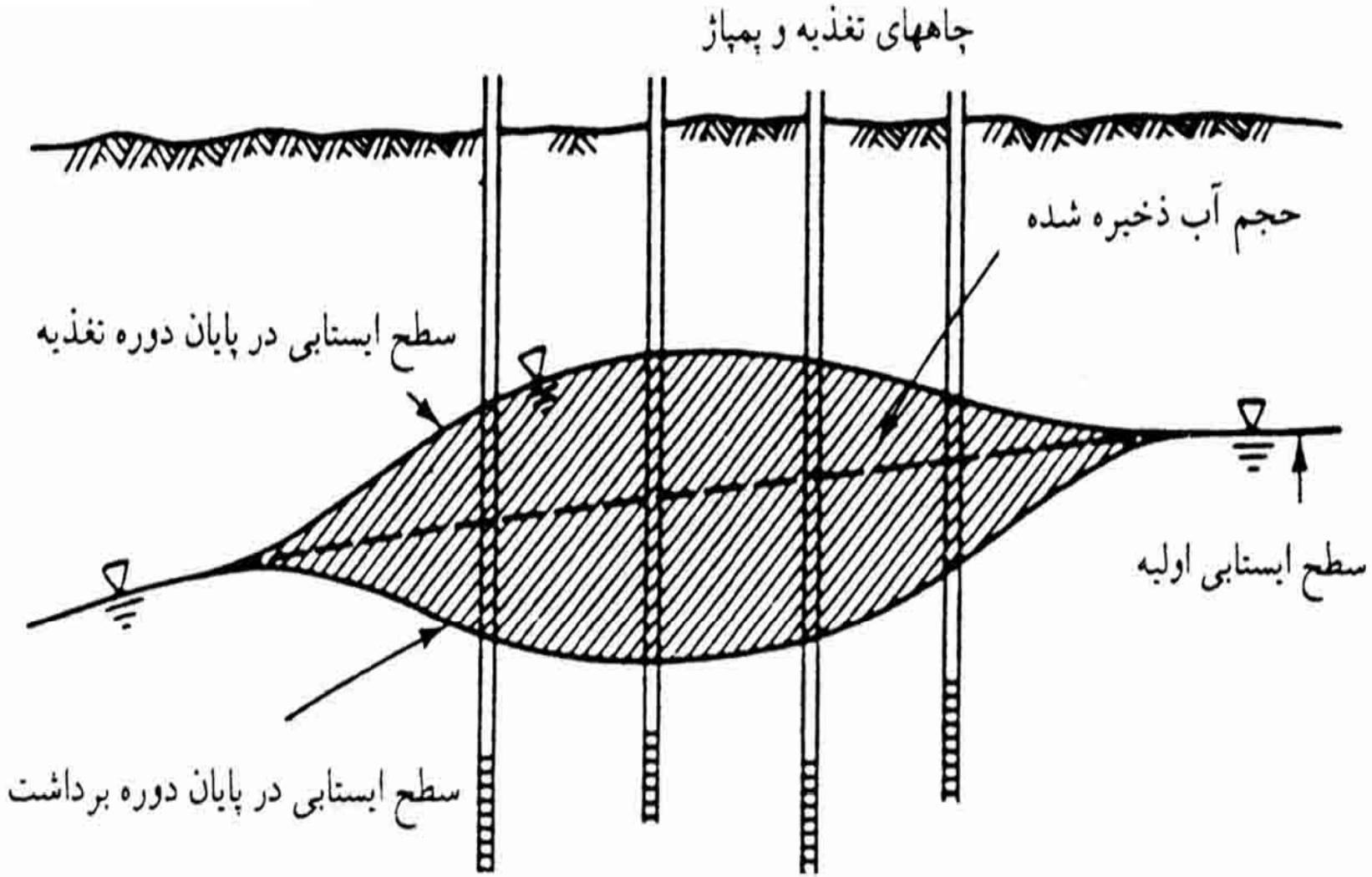
تغذیه مصنوعی

موضوعات مورد بحث در این فصل

- هدفهای تغذیه مصنوعی
- روشهای تغذیه مصنوعی

مقدمه

تغذیه مصنوعی را می توان عملیات طراحی شده انسان برای انتقال آب از سطح زمین به داخل لایه آبدار، تعریف کرد.



شکل ۷-۱. ذخیره آب در یک لایه آبدار با تغذیه مصنوعی

هدفهای تغذیه مصنوعی

- کنترل رژیم آب شناسی ناحیه ای
- ذخیره آب
- کنترل کیفیت آب

روش های تغذیه مصنوعی

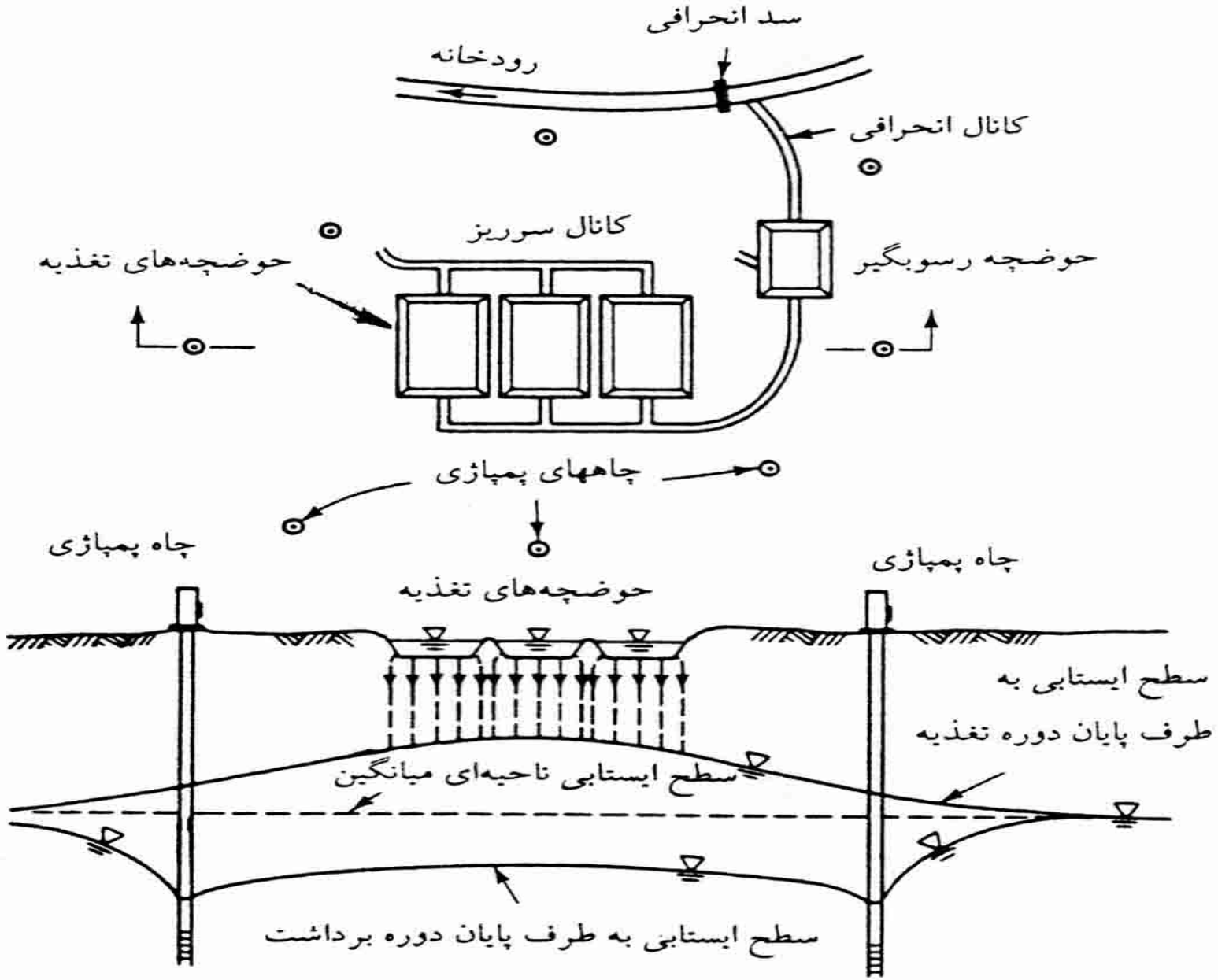
- روشهای افزایش تراوش
- روشهای پخش سطحی
- تغذیه مصنوعی به وسیله چاحها
- تغذیه مصنوعی به وسیله قناتها
- تغذیه واداری

روشهای افزایش تراوش

در این روش با انجام عملیاتي که بر روی ناهمواری سطح زمین، شیب، پوشش گیاهي و ... انجام مي گردد میزان تراوش آب به زمین افزایش داده می شود .

روشهای پخش سطحی

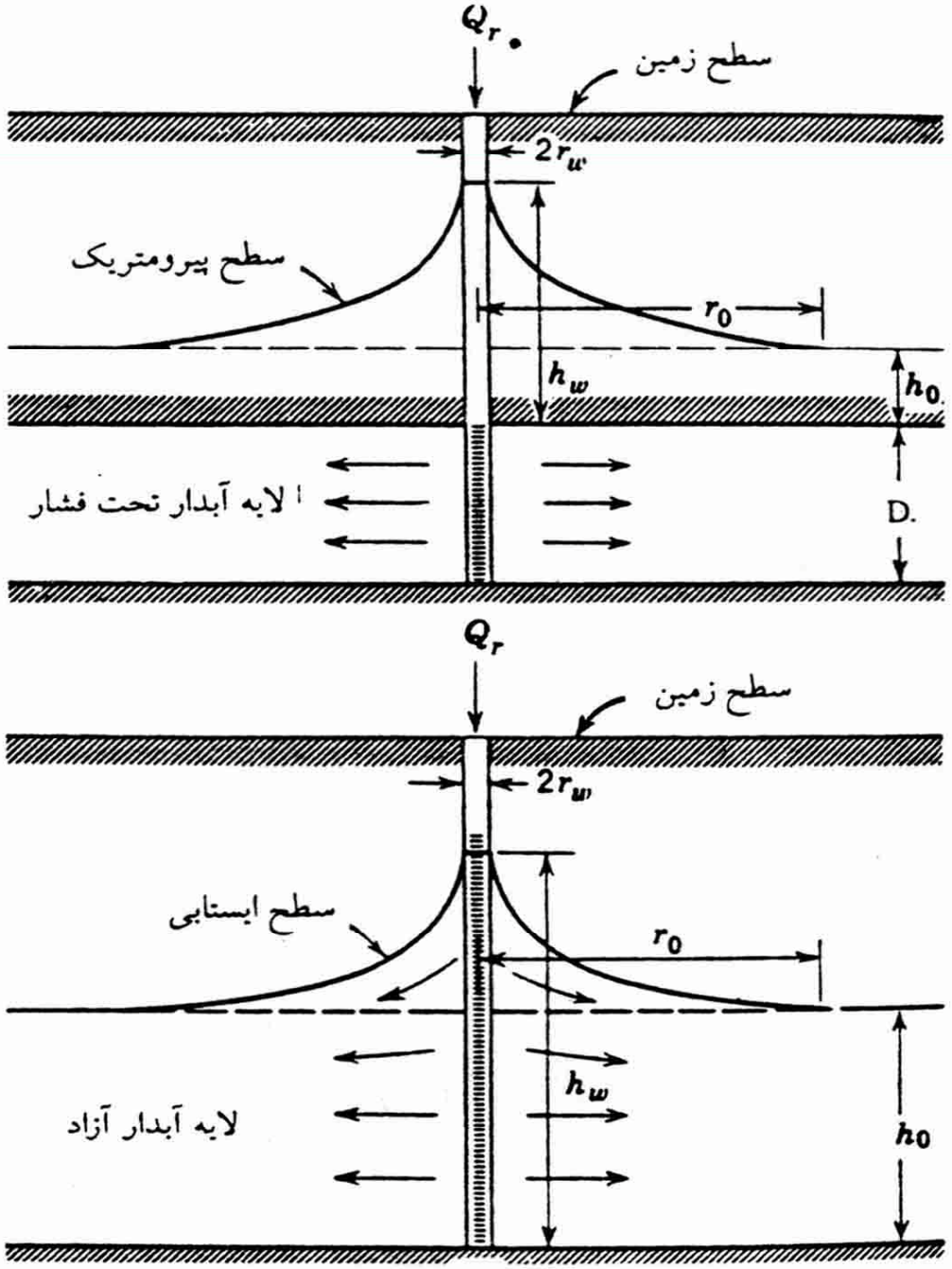
در این روش آب به سمت حوضچه ها یا استخرهای ساخته شده منحرف میشود تا ازکف نفوذپذیرآنها به داخل زمین تراوش کند.



شکل ۷-۲ طرحی از یک پروژه تغذیه مصنوعی به وسیله حوضچه‌های تغذیه

تغذیه مصنوعی به وسیله چاحها

در این روش آب از طریق چاههای آبکشی معمولی یا چاههای تغذیه ای که به همین منظور حفرمیشود،وارد زمین می گردد و باعث بالا آمدن سطح ایستابي میشود.



شکل ۷-۵

جریان شعاعی در اطراف چاههای تغذیه:

الف: در لایه آبدار تحت فشار،

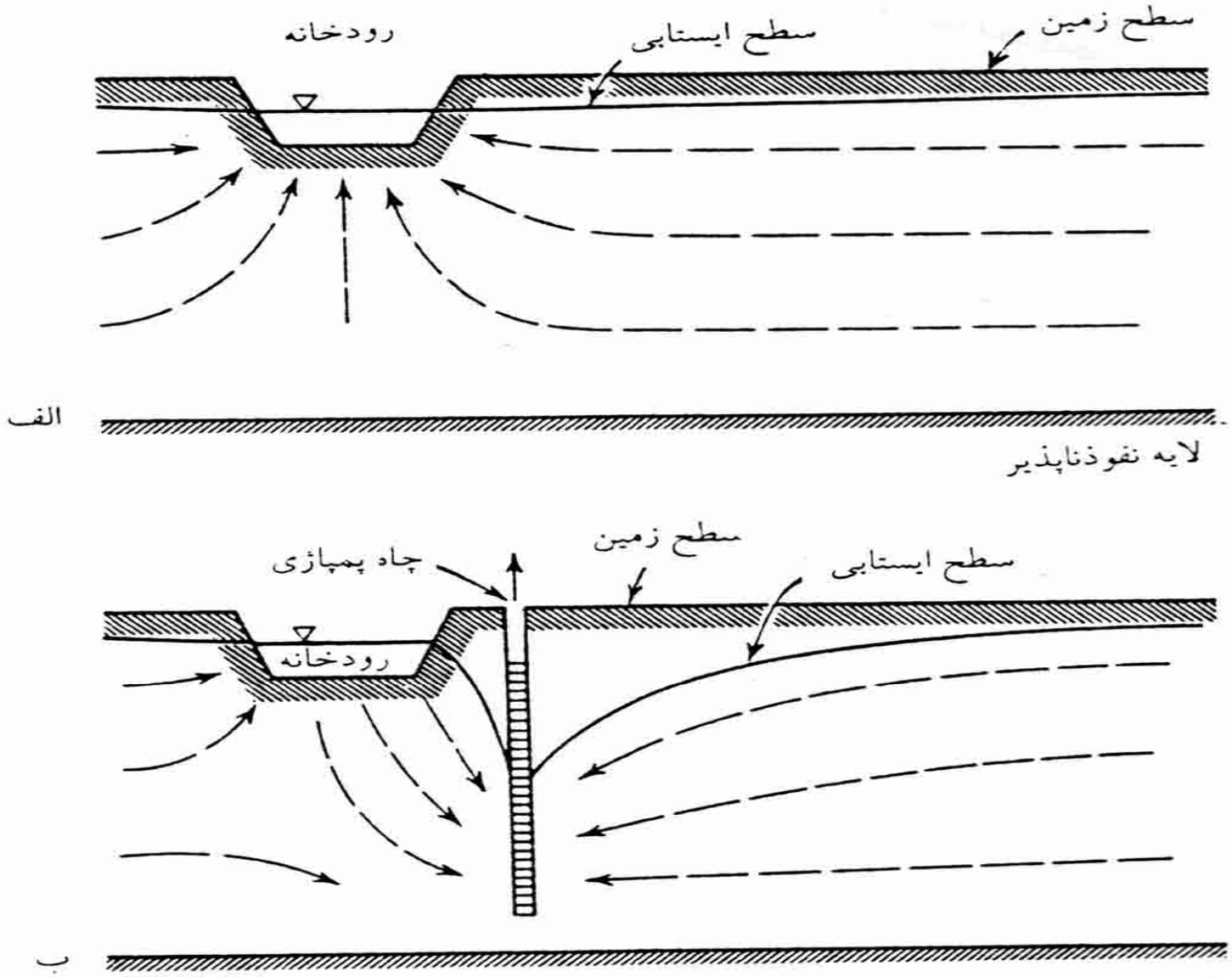
ب - در لایه آبدار آزاد

تغذیه مصنوعی به وسیله قناتها

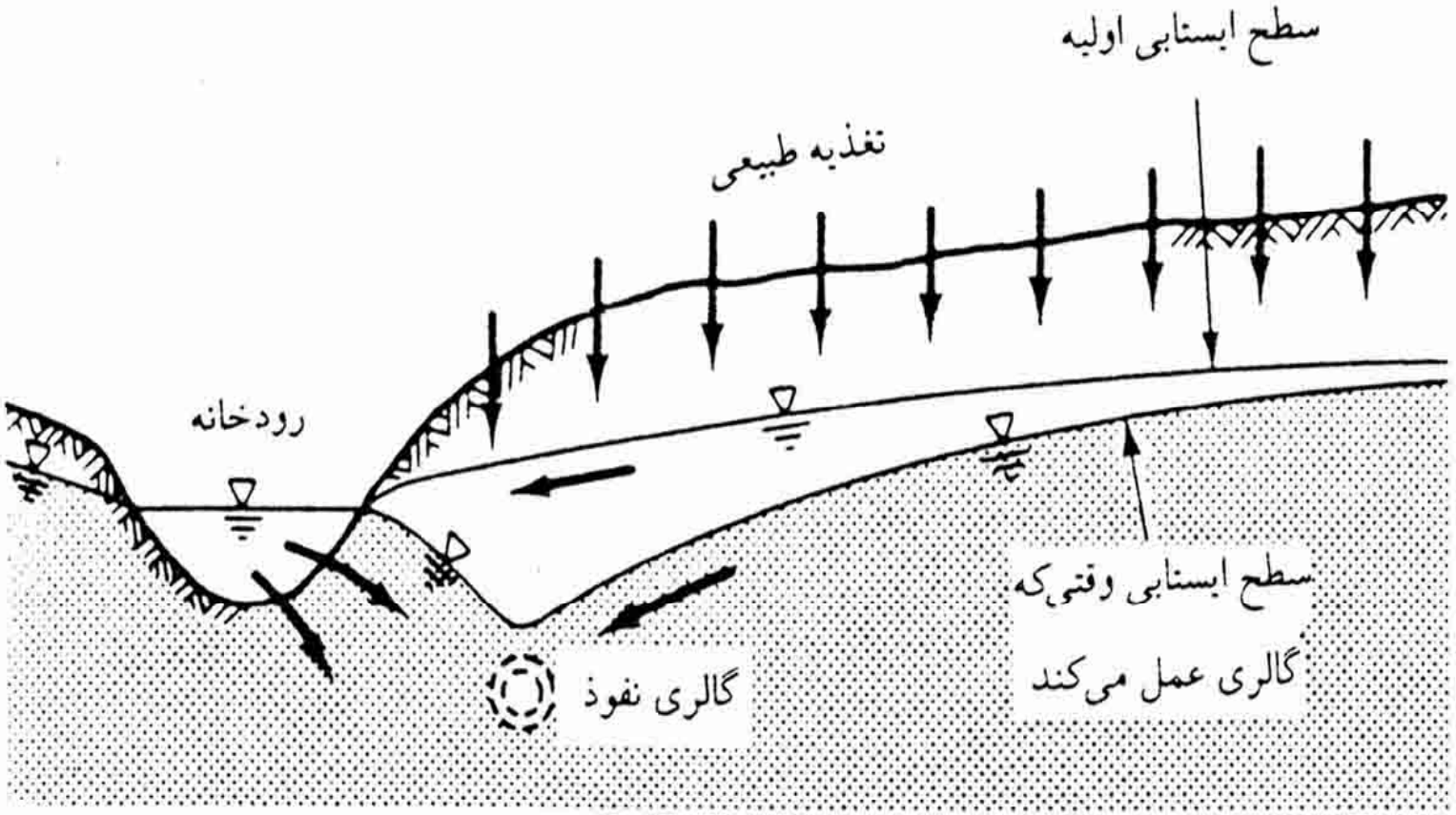
تغذیه مصنوعی به روش تزریق کردن آب در مجاری قناتهای خشک شده انجام میگیرد.

تغذیه وادارى

تاسیسات استخراج آب زیر زمینی به صورت یک گالرى یا رشته اى از چاههاى کم عمق در فاصله نسبتاً نزدیکى از یک رودخانه یا دریاچه وبه موازات آن قرار داده می شود وبا استخراج آب از این تاسیسات، سطح ایستابى پایین میرود و درنتیجه موجب واداشتن حرکت آب به طرف سفره آب زیرزمینى میشود.



شکل ۷-۶ تغذیه و اداری به وسیله پمپاژ از چاهی در نزدیک رودخانه الف - الگوی جریان طبیعی، ب - الگوی جریان پس از پمپاژ



شکل ۷-۷- مقطع نمونه‌ای از تغذیه واداری به وسیله گالری نفوذ. گالری، آبی را که در اصل به وسیله رودخانه زهکشی می‌شد همچنین آب خود رودخانه را اخذ می‌کند.

فصل 8

نفوذ آب سور در لایه های آبدار ساحلی

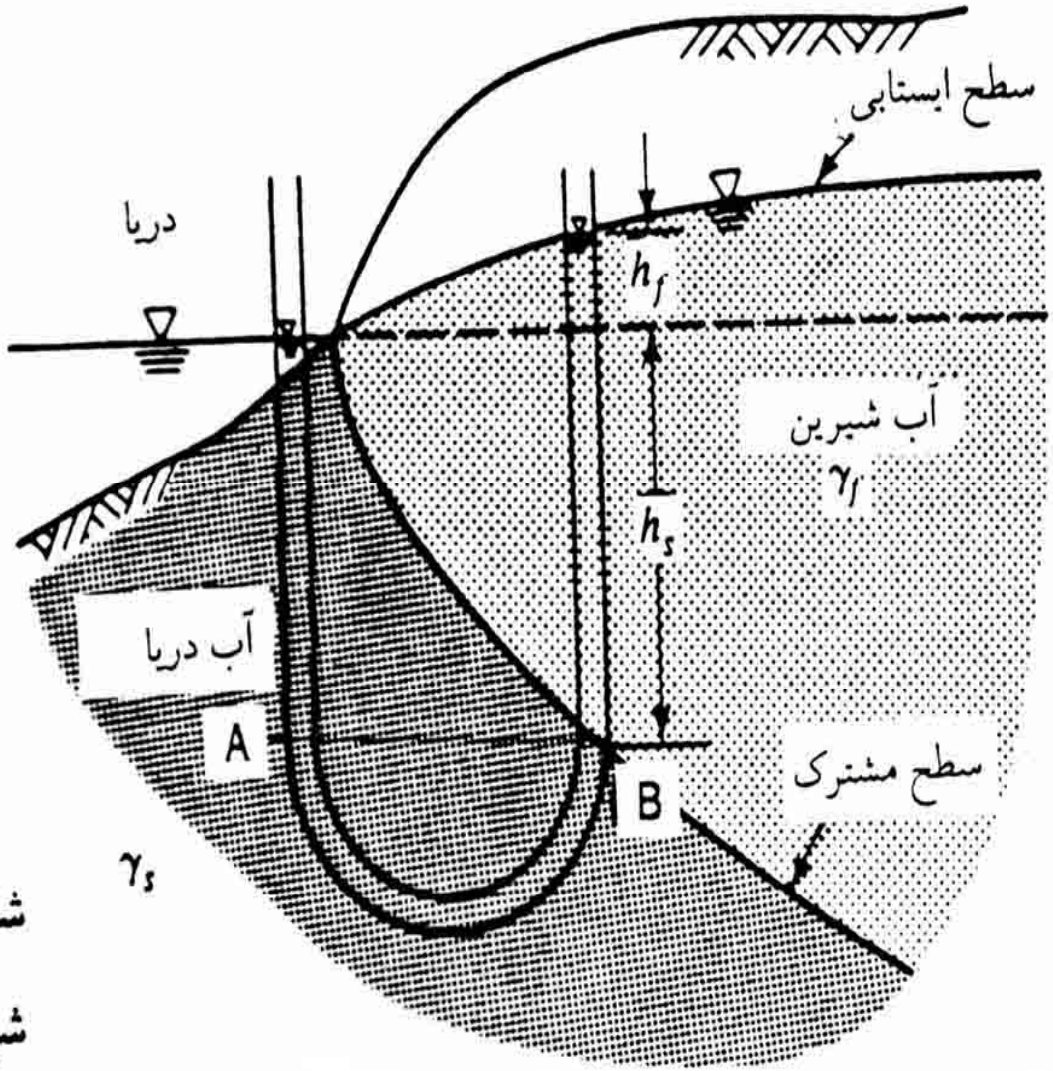
موضوعات مورد بحث در این فصل

- موقعیت مرز آب شور و شیرین
- عوامل موثر بر میزان نفوذ آب شور
- تشخیص نفوذ آب دریا در لایههای آبدار ساحلی
- راههای جلوگیری از پیشروی آب شور

مقدمه

بهره برداری بی رویه از سفره های ساحلی یا تغذیه کمتر آنها موجب نفوذ بیشتر آب شور درآنها می شود. در برخی مناطق آب دریا به فواصل زیادی در داخل لایه های آبدار پیشروی می کند که این پدیده را نفوذ آب شور می گویند.

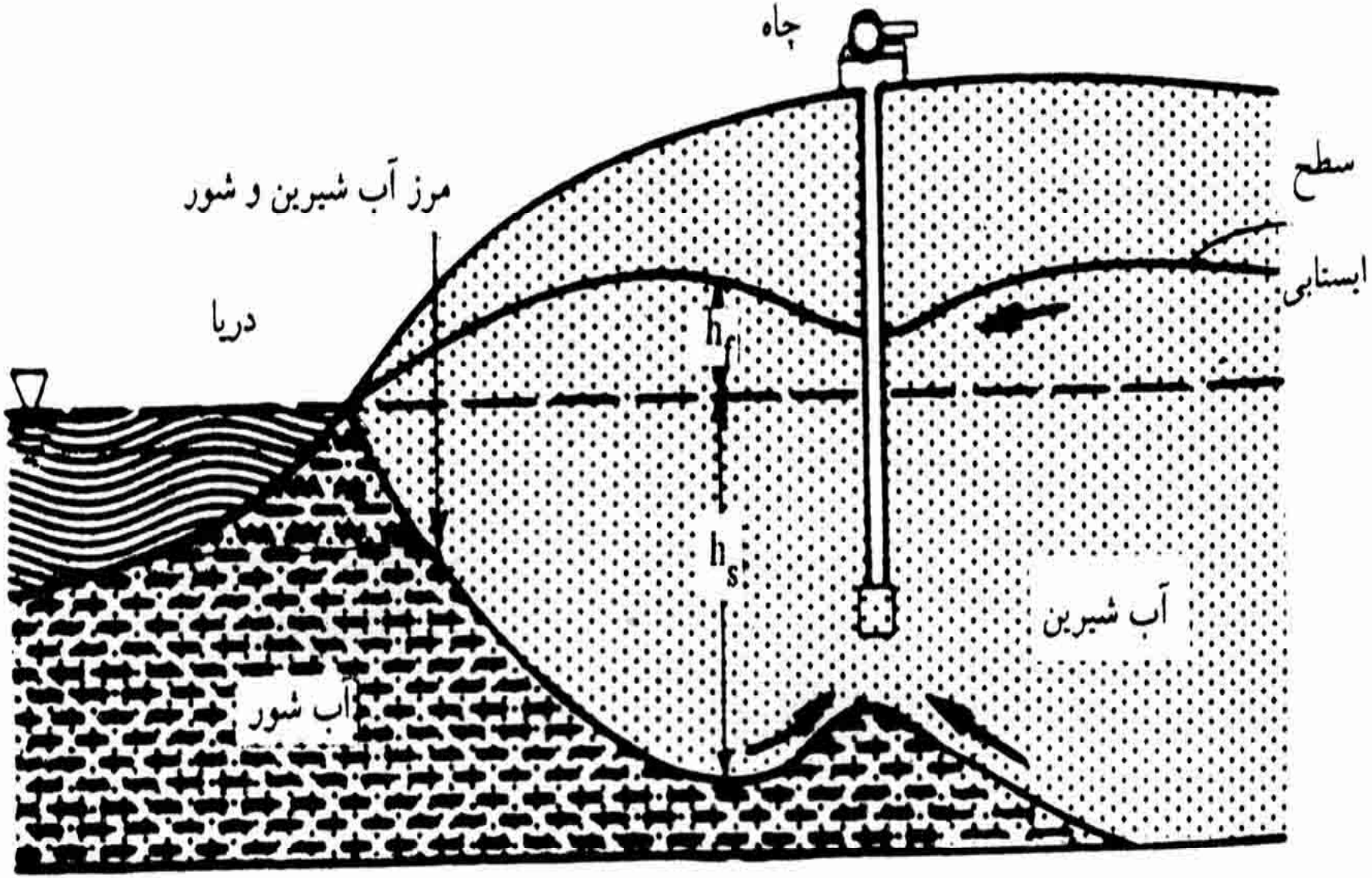
موقعیت مرز آب شیرین وشور



شکل ۸-۱ موقعیت سطح مشترک آب شور و شیرین، طبق نظریه گیبن - هرزبرگ

عوامل مؤثر بر نفوذ آب شور

در مناطقی که مقدار زیادی آب از لایه های آبدار ساحلی برداشت می شود آب شور به طرف خشکی حرکت می کند. پمپاژ آب شیرین از چاه های ساحلی و افت سطح ایستابی در اطراف آنها موجب بالا آمدگی سطح مشترک آب شور و شیرین می شود .



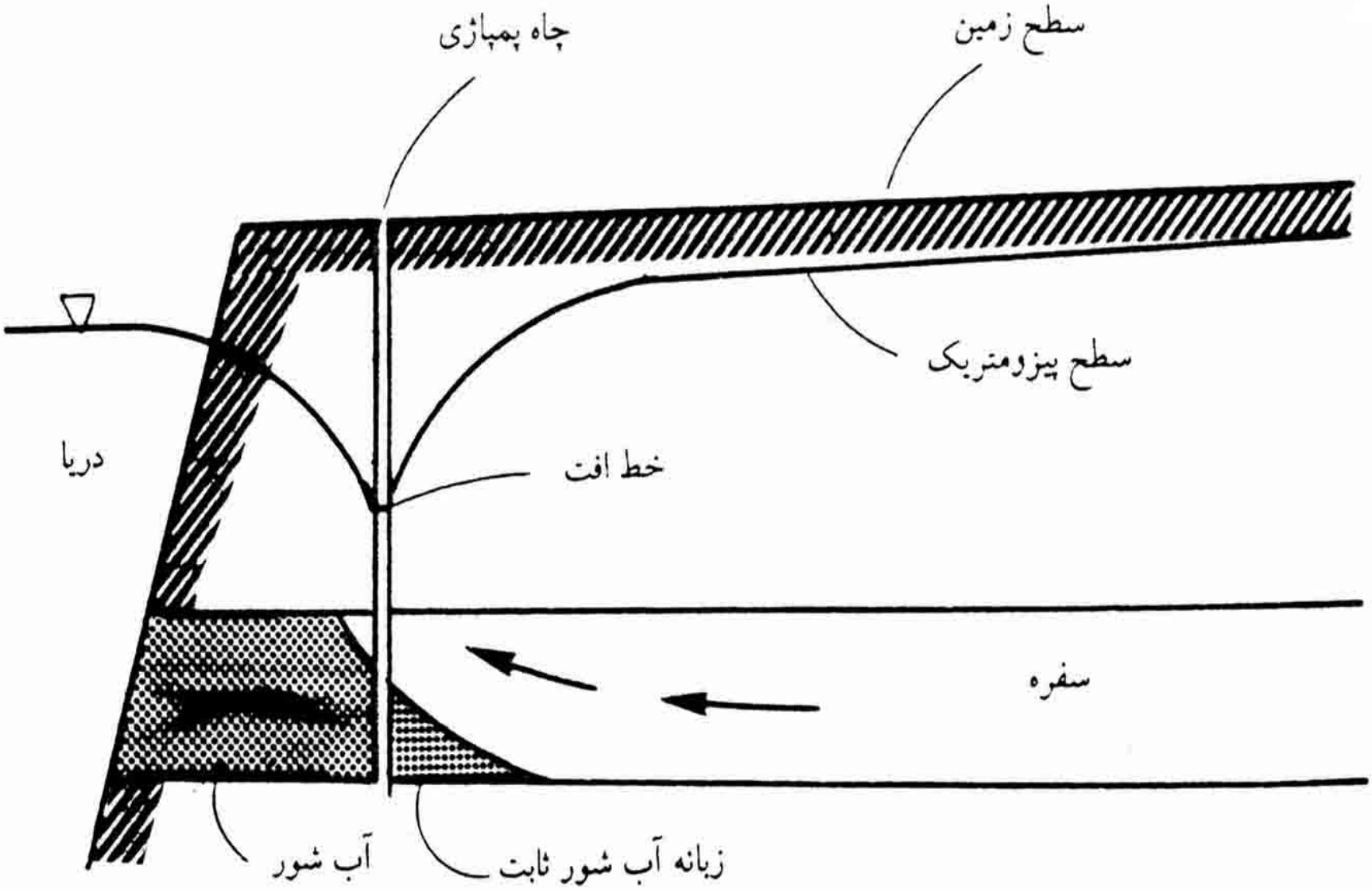
شکل ۸-۳ برداشت آب از یک چاه در نزدیک ساحل

تشخیص نفوذ آب دریا در لایه های آبدار ساحل

بنا به نظر رول نسبت یون کلرید به مجموع یون های بی کرنات وکربنات معیار خوبی برای ارزیابی و تشخیص آلودگی آب زیر زمینی بوسیله دریاست.

راههای جلوگیری از پیشروی آب شور

- تغییر در مقدار و چگونگی بهره برداری
- تغذیه مصوعی
- ایجاد یک خط افت بوسیله پمپاژ
- سد زیر زمینی



شکل ۸ـ۹ جلوگیری از پیشرفت آب شور با ایجاد یک خط افت به موازات ساحل

فصل9

استفاده از مدلها در مطالعه آبهای زیر زمین

موضوعات مورد بحث در این فصل

- راه حل عددی(ملهای ریاضی)
- مدلهای ماسه ای
- مدلهای سیال ویسکوز
- مدلهای الکتریکی

مقدمه

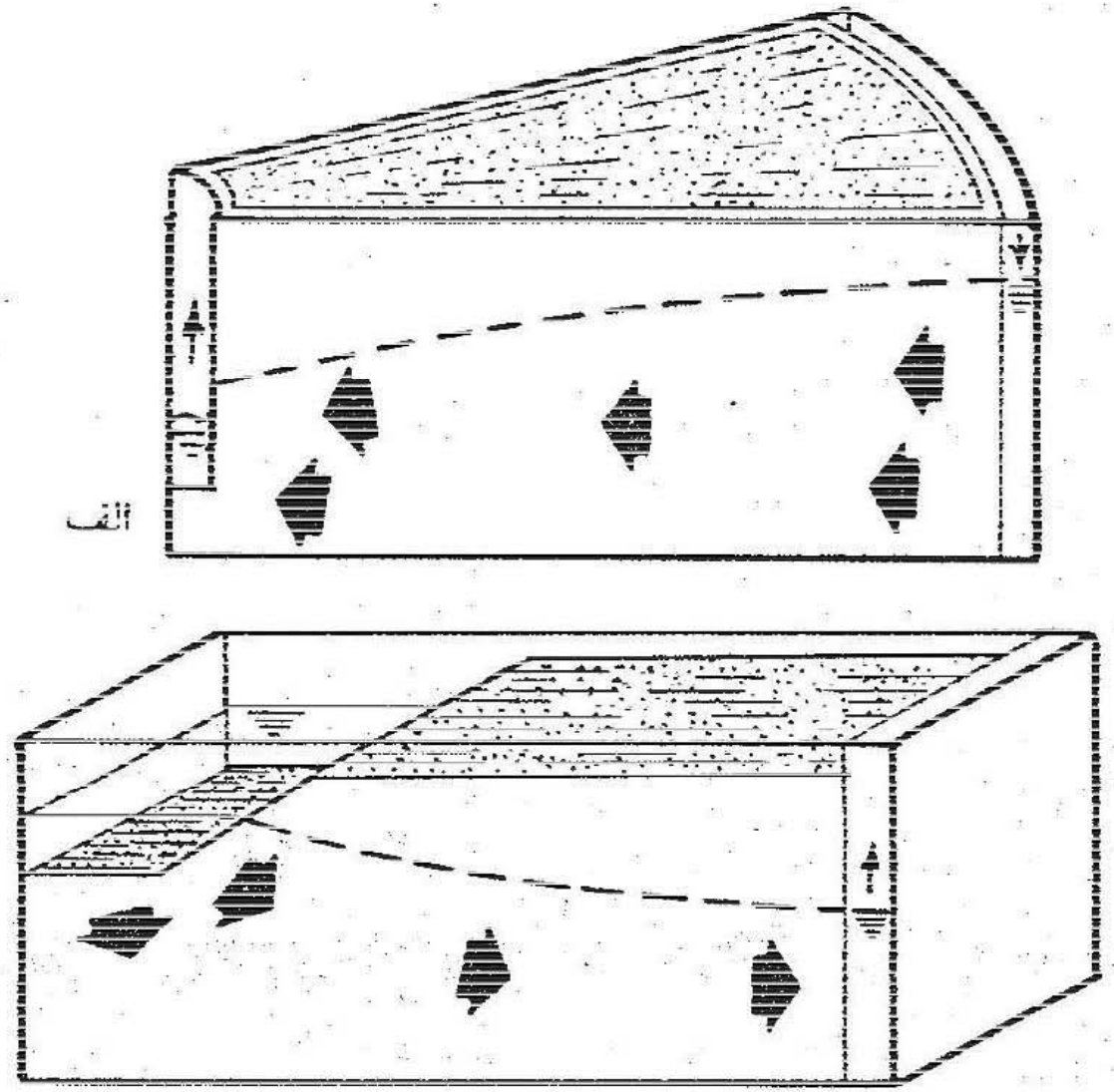
مطالعه آبهای زیر زمینی با مدل ها ، در مواقعی که تجزیه وتحلیل مستقیم یا بررسی های کافی مقدور نباشد، می تواند کاربرد های مفیدی داشته باشد .

مدل های ریاضی (راه حل عددی)

جریان آب زیر زمینی از معادلات دیفرانسیل جزئی تبعیت می کند که جز در حالات خاص مستقیماً قابل حل نیستند . اما این معادلات را می توان با روشهای عددی خاص حل کرد و در نتیجه توزیع بار کل را در جریان سیستم بدست آورد.

مدل های ماسه ای

مدل های فیزیکی کوچک شده ای از سیستم های جریان آب زیر زمینی است که برای حل سیستم های جریان در محیط های یکنواخت یا لایه با مرز های پیچیده و سطوح آزاد مثل سطح ایستابی یا سطوح مشترک بین سیالات مختلف مناسب است.



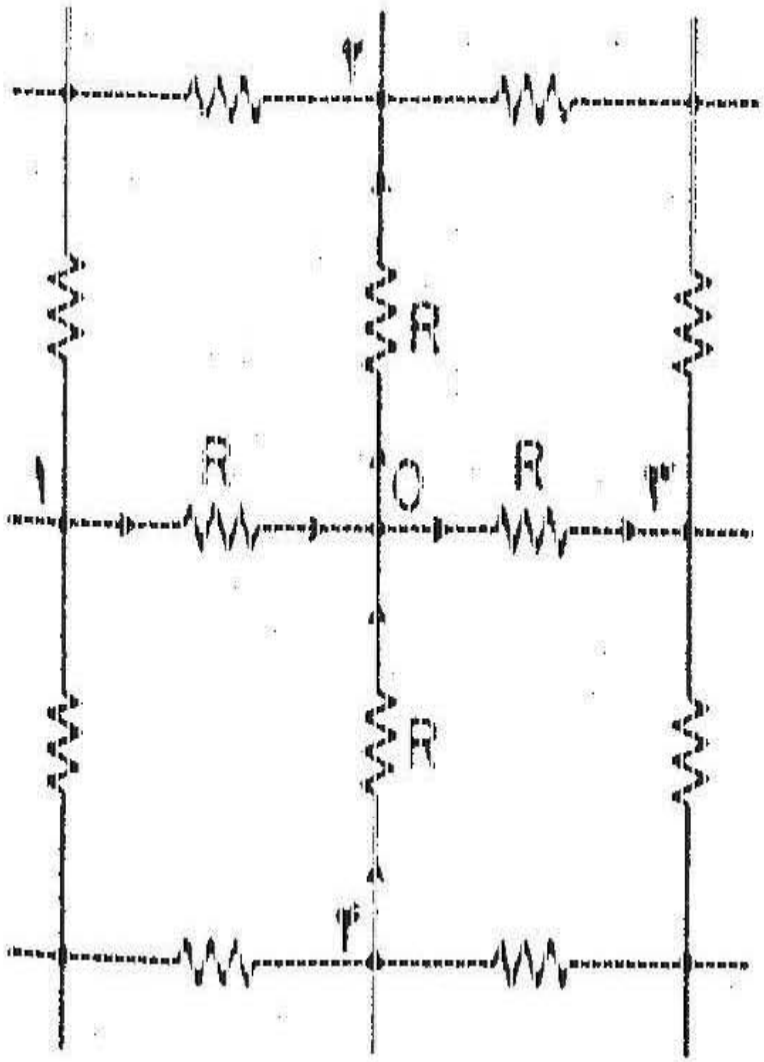
شکل ۹-۵ مدل گوه‌ای شکل برای سیستمهای دارای تقارن محوری (الف) و جعبه مستطیلی برای سیستمهای جریان قائم دو بعدی (ب)

مدلهای سیال ویسکوز

این گونه مدلها را ازدو صفحه شیشه ای یا پلاستیکی، با فاصله ثابت، می سازند. مدل سیال ویسکوز می تواند قائم یا افقی، برای شبیه سازی جریان دو بعد در لایه آبدار باشد.

مدل های الکتریکی

در این مدل جریان برق در مقاومت ها یا دیگر محیط های هادی، شبیه جریان آب در محیط های متخلخل در زیر زمین است.



شکل ۹-۸ مقاومتها و گرهها در مدل تشابهی R

موارد قابل مقایسه در مدل الکتریکي

- ✓ بار هیدرولیکی با ولتاژ
- ✓ گرادیان هیدرولیک با گرادیان ولتاژ
- ✓ نفوذ پذیری با هدایت الکتریکی ویژه خطوط هم پتانسیل جریان برق
- ✓ خطوط جریان آب با خطوط جریان برق

فصل10

اکتشاف منابع آب زیر زمینی

موضوعات مورد بحث در این فصل

- بررسیهای اولیه و مطالعات زمین شناسی
- مطالعات آبشناسی
- مطالعات ژئوفیزیکی
- حفاریهای اکتشافی
- چاه نگاری
- مطالعات کیفی آبهای زیرزمینی
- معادله بیلان آب

مقدمه

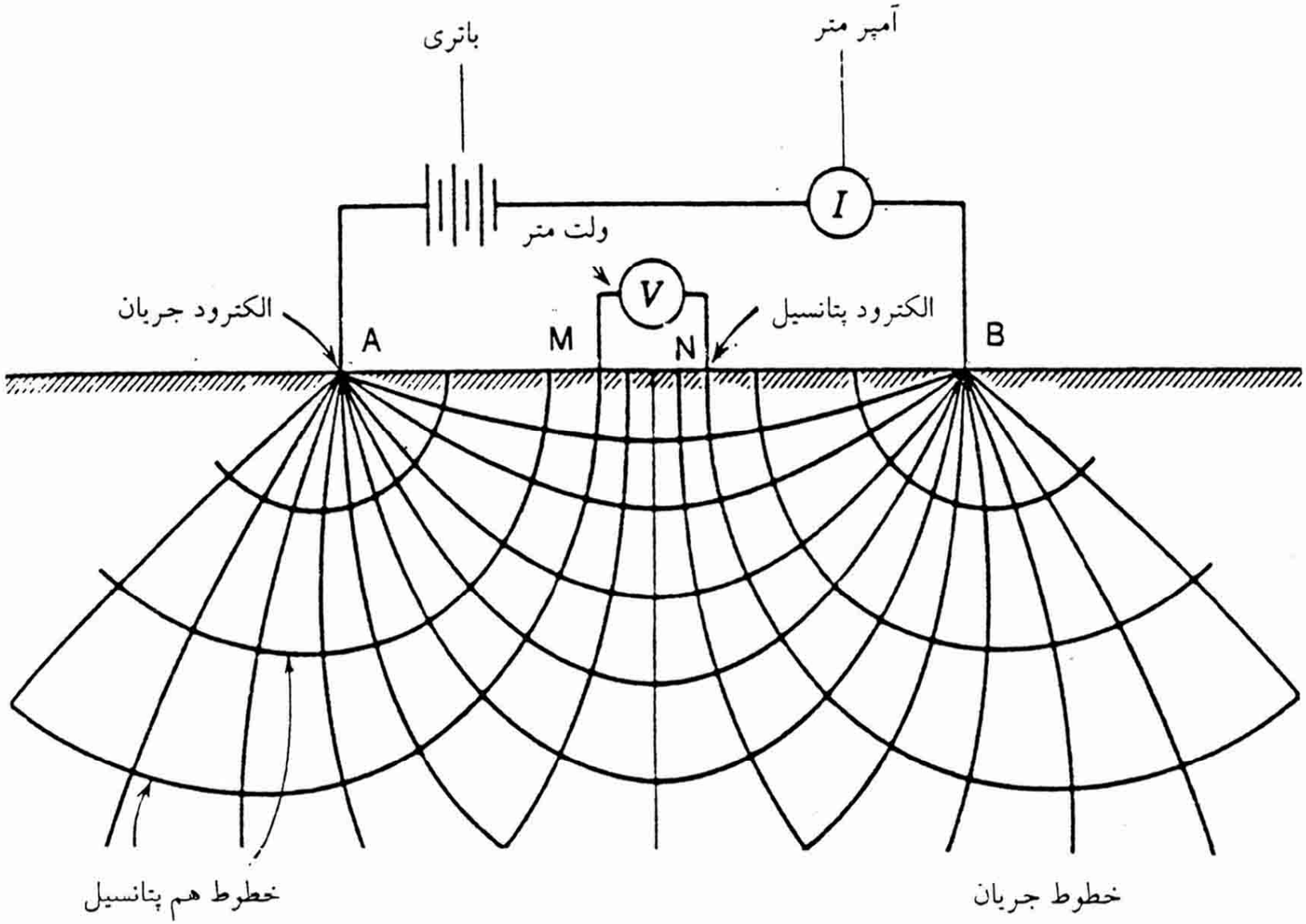
با بررسی هایی که در سطح و زیر زمین انجام می شود، می توان اطلاعات مختلفی در مورد کمیت و کیفیت منابع آب زیر زمینی در هر محل بدست آورد و با استفاده از این اطلاعات برنامه ریزی دقیقی برای توسعه منابع آب منطقه انجام داد.

مراحل اکتشاف منابع آب زیر زمینی

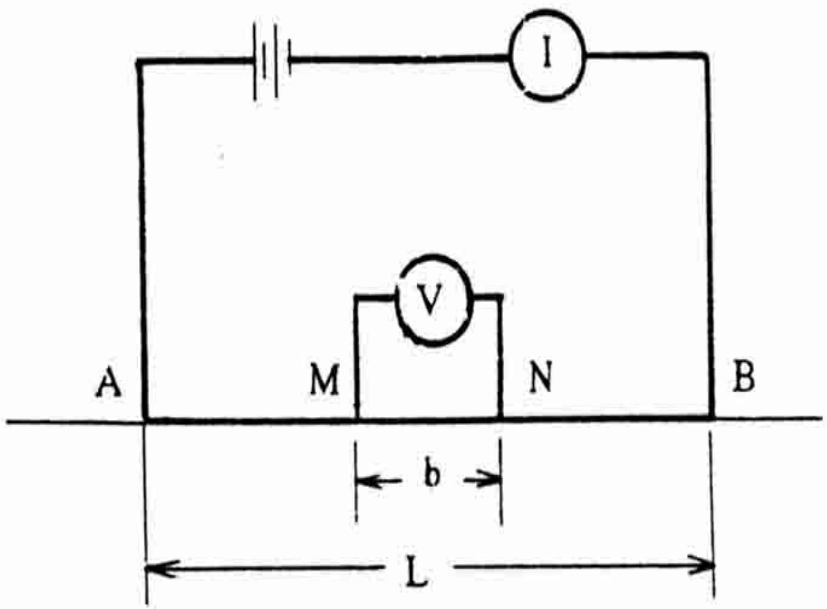
- بررسی های اولیه و مطالعات زمین شناسی
- مطالعات آب شناسی
- مطالعات ژئوفیزیکی سطحی
- حفاری ها ی اکتشافی
- چاه نگاری
- مطالعات کیفی آبهای زیر زمینی
- معدله بیلان آب

نقشه ها ومقاطع ژئوالکتریک

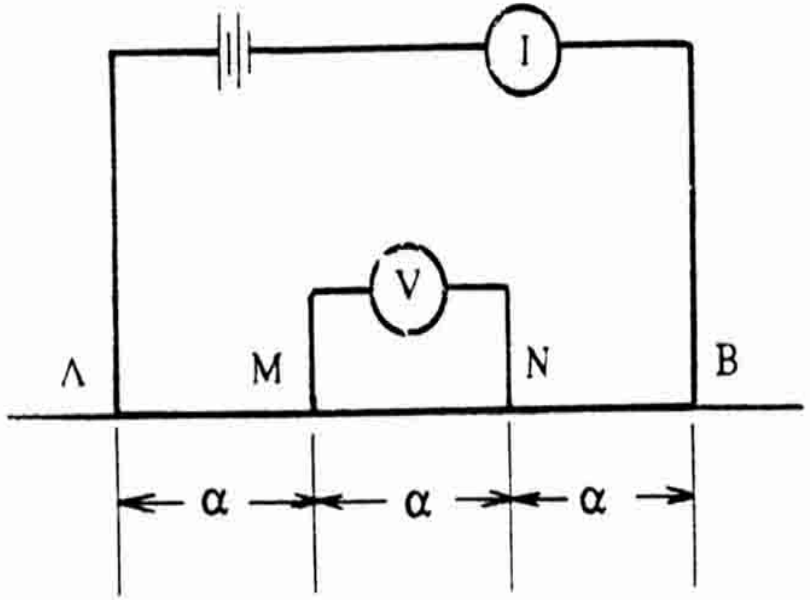
تغییرات مقاومت ویژه ظاهری زمین را می توان به طور جانبی یا قائم بررسی کرد و نتایج را به صورت نقشها یا نیم رخ هایی نشان داد .



شکل ۱۰-۳ - الکترودهای جریان و پتانسیل برای اندازه‌گیری مقاومت ویژه ظاهری



ب

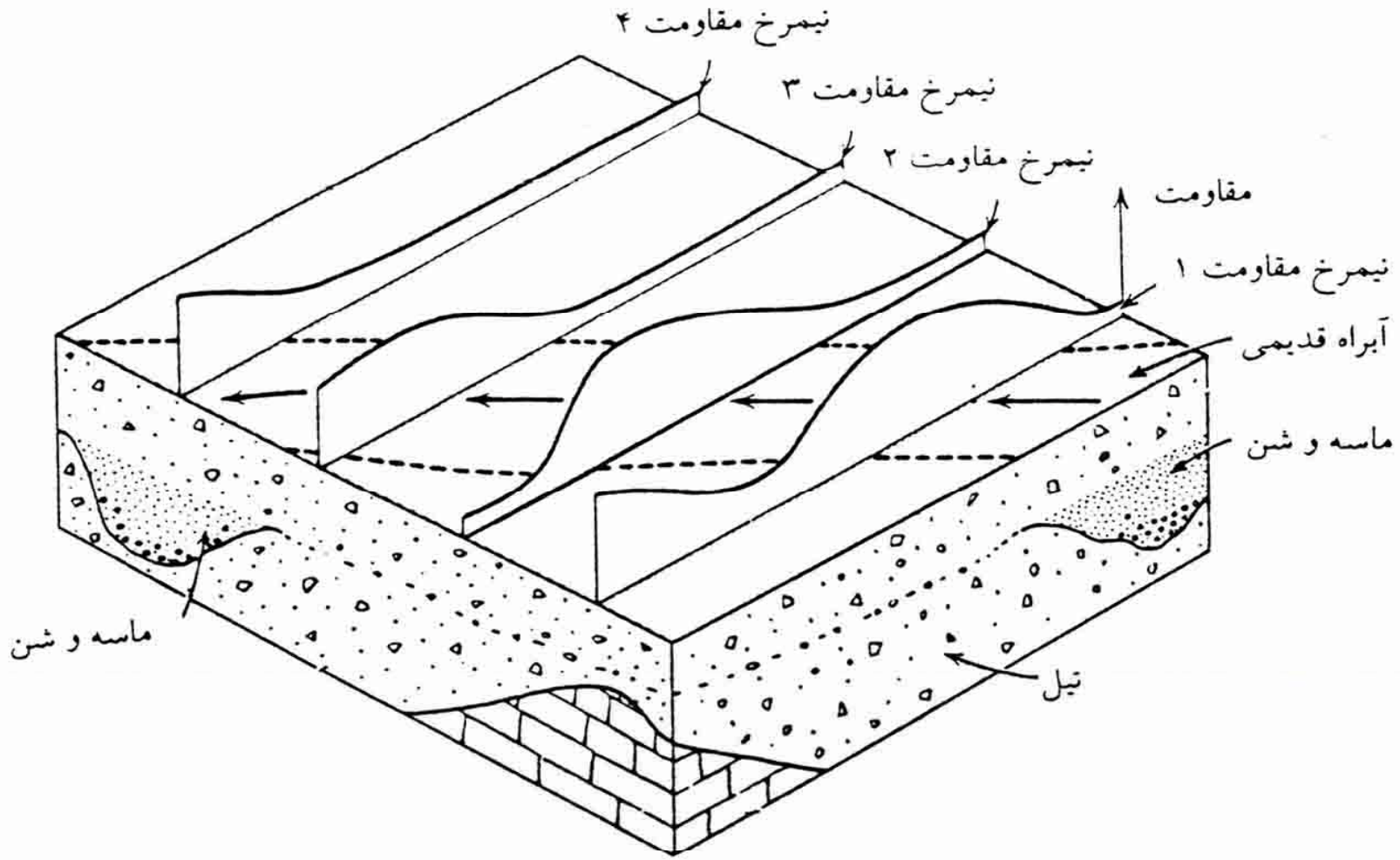


الف

شکل ۱۰-۴- آرایش الکترودها برای اندازه‌گیری مقاومت ویژه ظاهری الف - ونر، ب - شلومبرگر

موارد کاربرد نیم رخ هاي ژئوالکتريك

- ✓ بررسی تغییرات عمق سنگ کف
- ✓ ضخامت آبرفت
- ✓ شناسایی دره های مدفون
- ✓ تغییرات کیفی آبهای زیر زمینی
- ✓ تاثیر گسلها
- ✓ یافتن محل ذخایر آب زیر زمینی مناسب



شکل ۱۰-۵ - نیمرخهای مقاومت ویژه برای تعیین موقعیت رسوبات رودخانه‌ای که در زیر نهشته‌های دیگر مدفون شده است. پس از بررسیهای اولیه، بهتر است نیمرخهای بعدی در جهت عمود بر آبراه رودخانه باشد.

انواع نمودارهای چاه نگاری در مطالعات آب های زیر زمینی

- نمودار پتانسیل خود زا
- نمودارمقاومت ویژه
- نمودارگاما
- نمودارنوترون
- نمودارگاما گاما

اطلاعات لازم جهت حل معادله بیلان آب

- مقدار بارش
- دبی جریان های سطحی
- تغییرات ذخیره سطحی
- تغییرات ذخیره آب زیر زمینی
- تبخیر وتعرق
- جریان های ورودی و خروجی زیر زمینی

پایان

www.salampnu.com

سایت مرجع دانشجوی پیام نور

- ✓ نمونه سوالات پیام نور : بیش از ۱۱۰ هزار نمونه سوال همراه با پاسخنامه تستی و تشریحی
- ✓ کتاب ، جزوه و خلاصه دروس
- ✓ برنامه امتحانات
- ✓ منابع و لیست دروس هر ترم
- ✓ دانلود کاملا رایگان بیش از ۱۴۰ هزار فایل مختص دانشجویان پیام نور

www.salampnu.com