

(:)

*

(// : // :)

تجزیه
)

(

بیشتر
3

/

30

/ /

/

%

این

%

)

(

:

...

ویژه

(Scanlon, 1992)

(Aronovici *et al.*,1970) & (Edmunds, *et al.* 1988)

۱۴۵۷/۱۱

(Scanlon, 1991)

○ | " ○ | "
○ | " ○ | "

Perkins *et*

(Anonymous, 1968-2009: Saadati, H., 2007)

(*al.*,2002)

بایگانی

() GIS (DEM)

(Stone, W.J. & McGurk, 1985)

200

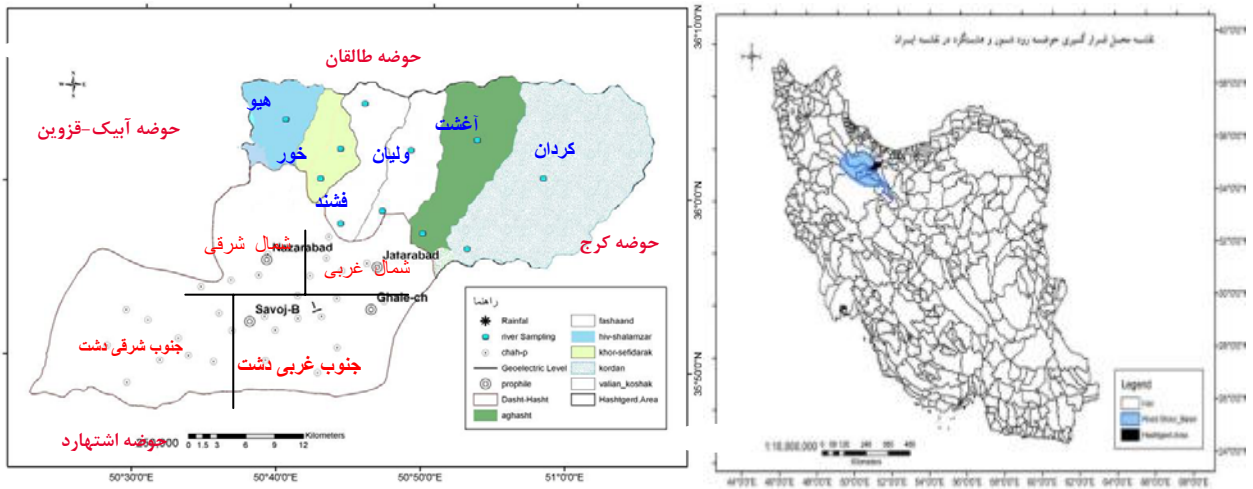
INEEL

TPSS

(Sharifi *et al.*, 2009)

(Perkins *et al.*, 2002)

: /



(i)

(T)

(Mahdavi, 2005)

$$\pm \Delta V = \pm \Delta H.A.S$$

A

$$\pm \Delta H$$

)

S (

(Saadati, 2007 : Sharifi *et al.*, 2009)

(Gee, G.W. & Penman, 1998)

$$\bar{p} \cdot [c\bar{l}]_p = \bar{R} \cdot [c\bar{l}]_R$$

(Edmunds *et al.*, 2002)

(mm/yr) : \bar{R}

(mm/yr) : \bar{p}

(gr/lit) : CLP

(gr/lit) : CLR

(a)

H
 (gr/lit)
 (mm)
 (mg/lit)
 (gr/lit)
 (mm)

θ_i
 H
 C_{ir}
 C_p
 \bar{P}

(Ginn, T.R. & Murphy, 1997).

(Silva, 2004)

()

291

195

5

10

(Bridget *et al.*, 2002)

()

(Edmunds, *et al.*, 1988, 2002)

(

$$R + Qin - (Qout + Qd + E + D) = \pm \Delta V$$

: Qin Qout

:R

()

()

(Edmunds, *et al.*, 1988, 2002)

:Qd

:E

$$t = \frac{\theta_i \cdot H \cdot C_{ir}}{p \cdot C_p}$$

(

:D

۳۷ ساله بوده و بر این اساس متوسط بارش در ناحیه
بیلان ۳۷۸ میلی‌متر در نظر گرفته شد.

:±ΔV

در دشت هشتگرد، متوسط عمق سطح آب سفره
زیرزمینی ۳۵ متر و میانگین سالانه نزولات ۳۷ ساله
حدود ۲۴۰ میلی‌متر در سال است. در نمونه های
استخراج شده از چهار پروفیل حفر شده در منطقه
غیراشباع (عمق ۳۰ تا ۹۰ متر در دشت) غلظت میانگین
کلراید (CS) در محدود ۵۲/۲۳ و در بارش معادل ۱/۶۵
میلی گرم در لیتر بدست آمد. براین اساس، تغذیه طبیعی
حاصل از این روش معادل ۵/۳ میلی متر در سال بوده که
معادل حدود پنج میلیون متر مکعب نفوذ عمقی است.
تغذیه منطقه ای از ۱۵/۱ تا ۲/۲۸ میلی‌متر در سال تغییر
می کند. طبق برآوردهای حاصل از تحلیل داده های
ژئوشیمی، تغذیه طبیعی زیادی در سفره زیرزمینی در
سنوات اخیر در این مناطق اتفاق نمی افتد. همان‌طور که
در شکل (۳) نشان داده شده، از بارش دراز مدت ۲۴۰
میلی‌متر در سال کمینه و بیشینه تغذیه طبیعی از بارش
بین ۱ تا ۱۰ میلی‌متر در سال متغیر است.

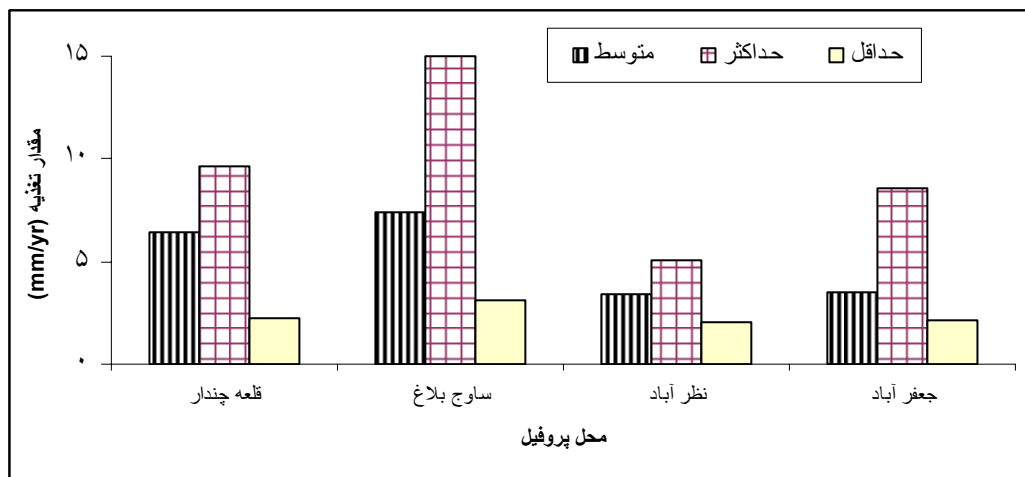
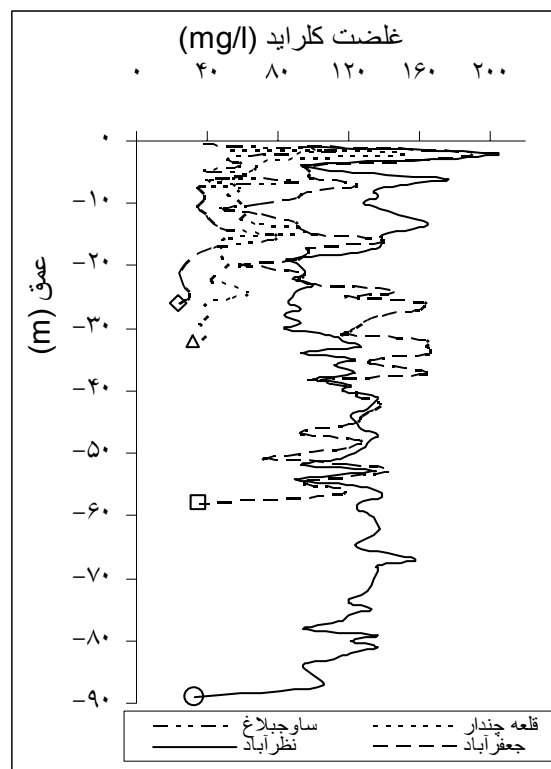
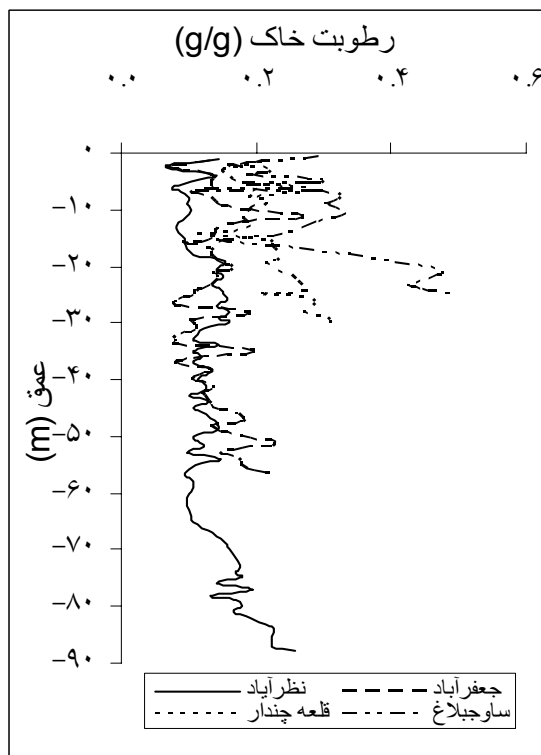
:P

سال آبی ۱۳۷۱-۱۳۷۲

()

با توجه به نقشه هم باران، متوسط ۳۷ ساله نزولات جوی
حوزه هشتگرد معادل ۳۴۴ میلی‌متر است. از کل سطح
حوزه، ۷۵۲ کیلومتر مربع دشت و بقیه (۷۰۶/۱۱ کیلومتر
مربع) کوهستانی است. متوسط بارندگی سالانه در مناطق
دشتی حدود ۲۴۰ میلی متر و در بخش کوهستانی ۴۵۶
میلی متر است. با مقایسه متوسط سه ساله آخر در تمامی
ایستگاه های منطقه نسبت به متوسط ۳۷ ساله مشخص
می شود که بارندگی این دوره حدود ۵٪ بیشتر از متوسط

(Saadati, 2007) & (Sharifi *et al.*, 2009)



()

سال است، با توجه به این روش نیز حدود پنج میلیون متر مکعب نفوذ عمقی وجود خواهد داشت.

هر نوع آب ورودی به سفره از رودخانه های بالادست، نفوذ مستقیم از بارندگی، سیلاب، جریان پایه رودخانه، بالاخره تغذیه از کانال های انحرافی و تغذیه از حوضچه های تغذیه مصنوعی با توجه به محاسبه آمار ایستگاه های

با توجه به تاثیر پوشش گیاهی، نوع خاک، توپوگرافی، سهم تبخیر و تعرق واقعی، اگر ضریب نفوذ موثر باران برای بخش کوهستانی حوضه هشتگرد ۱۵ درصد فرض شود در آن صورت ۲۷/۴۳ میلیون متر مکعب نفوذ عمقی بدست می آید. با در نظر گرفتن مساحت دشت که بیش از ۵۰ درصد حوضه را شامل می شود و دارای بارش ۲۴۰ میلی متر در سال و تبخیر و تعرق واقعی ۲۲۹ میلی متر در

هواشناسی و هیدرولوژیکی محاسبه شدند. مجموع حجم رواناب ورودی به دشت هشتگرد از مجموع زیر حوضه‌ها ۱۷۹/۶۲ میلیون متر مکعب برآورد شد که در جدول (۱) ارائه شده است. به دلیل این که تغذیه متمرکز در مدت سه سال به سطح سفره آب زیرزمینی می‌رسد، به منظور برآورد دقیق رواناب سطحی سال آبی مورد نظر، از میانگین متحرک ۳ ساله ۷۲-۱۳۷۱ استفاده شد. با

احتساب ۱۰ درصد تعدیل اضافی سه سال آخر جمعا معادل ۱۹۷/۲۶ میلیون متر مکعب مورد محاسبه قرار گرفت. با در نظر گرفتن مصارف کشاورزی، نفوذ از بستر مسیل‌ها و توجه به بالا بودن ضریب نفوذپذیری، کم بودن عمق سطح برخورد به آب، فرض می‌شود که حدود ۴۰ درصد از مقادیر فوق با رقمی برابر ۹۰ میلیون متر مکعب در سال، به سطح سفره رسیده است.

(mm)	(mm)	(mm/yr)	(Mm3)	(m3/s)	(km2)
۱۲۸۳	۳۳۱	۶۱۲	۹۴/۶۳	۲/۹۸	۲۶۳/۱۱
۱۱۷۸	۳۲۴	۶۰۰	۵۴/۱۲	۴/۳۱	۱۹۶/۲۰
۱۳۲۵	۳۴۵	۶۴۶/۴	۱۱/۴۲	۰/۳۶	۷۹/۷۸
۱۳۹۸	۳۵۷	۴۲۷	۱۰/۷	۰/۳۵	۵۲/۸۶
۱۳۹۰	۳۵۲	۴۱۹	۳/۹۸۵	۰/۱۲	۵۳/۹۴
۱۴۰۷	۳۶۳	۴۴۵	۴/۷۶	۰/۱۱	۵۸/۵۸
۱۵۱۳	۲۲۹	۲۴۰	-	-	۷۵۲
-	-	-	۱۷۹/۶۲	-	۱۴۵۷/۱۱

۴۲/۸۶

(Q=AKI)

(Mm ³)	(day)	(m ² /day)	1/1000	(km)	
۱/۹۲	۳۶۵	۱۷۰	۱۰/۳۰	۳	۱
۲/۱۸	۳۶۵	۲۳۰	۵/۷۶	۴/۵	۲
۱۲/۲۵	۳۶۵	۱۱۰۰	۴/۹۶	۶/۲	۳
۱۴/۷۴	۳۶۵	۶۸۰	۱۴/۴۹	۴/۱	۴
۵/۲۹	۳۶۵	۶۸۰	۵/۲۰	۴/۱	۵
۵	۳۶۵	۵۶۰	۷/۸۹	۳/۱	۶
۱/۳۹۰	۳۶۵	۳۷۰	۲/۴۵	۴/۲	۷
۴۲/۸۷	-	-	-	۲۹/۲	جمع

برگشت آب کشاورزی که برابر با ۳۰ درصد برای چاهها و ۲۵ درصد برای قنوات، فرض شده رقمی معادل با ۶۱/۵۰ میلیون متر مکعب به وسیله چاهها و ۶/۰۷ میلیون متر مکعب به وسیله قنوات مجدداً به سفره اضافه خواهد شد.

(RQ)

این جریان (Q_{out}) نیز همانند جریان‌های ورودی، بر پایه معادله داریسی یا اندازه گیری طول جریان در محل خروجی (۳۶/۸۵ کیلومتر)، گرادیان هیدرولیکی نواحی مذکور و با توجه به ضریب قابلیت انتقال به دست آمده از روش ژئوالکتریک مورد محاسبه قرار گرفته است. (Sharifi *et al.*, 2009). با توجه به جدول (۳) مقادیر خروجی در دشت هشتگرد برابر ۵/۴۵ میلیون متر مکعب می باشد.

مقادیری از آب‌های کشاورزی در دشتهای مذکور بانفوذ عمقی (RQd) به سفره میرسد. میزان آن به نوع کشت، وضعیت آبیاری، بافت و ساختمان خاک بستگی داشته و بشرح زیر برآورد شده است. بر اساس روش تیسن، محدوده و تعداد چاه ها و قنوات در ناحیه بیلان مشخص شد. با توجه به افزایش بی رویه حفر چاه و نیز به دنبال آن کاهش تعداد و آبدهی قنوات، در حال حاضر در منطقه بیلان ۲۱۸/۴۳ میلیون متر مکعب به وسیله چاه های کشاورزی و ۱۹/۲۴ میلیون مترمکعب از قنواتی که مظهر آنها در محدوده بیلان بوده برداشت می‌شود. با توجه به

	(km)	1/1000	(m ² /day)	(day)	(Mm ³)
۱	۵/۸۵	۲/۳۷	۲۳۴	۳۶۵	۲/۳۱۲
۲	۳/۴	۲/۱۰	۱۸۷	۳۶۵	۰/۸۴
۳	۶/۱	۲/۲۰	۱۶۷	۳۶۵	۰/۸۴
۴	۷/۵	۴/۵۸	۸۵	۳۶۵	۱/۳۸
۵	۱۴/۱	۲/۱۳	۱۳۲	۳۶۵	۰/۹۸۰
جمع	۳۶/۸۵	-	-	-	۵/۴۵۰

مبنای تبخیر پتانسیل (با در نظر گرفتن ارتفاع تبخیر در ایستگاه بوئین زهرا که معادل ۱۸۷۸/۵۸ میلی‌متر بوده) مقادیر تبخیر در سطوح مختلف در این دشت محاسبه شده است (Alizade Amin, 2003) که برابر ۵/۶۰ میلیون متر مکعب گردیده است. خلاصه محاسبات فوق در جدول (۴) ارائه شده است.

برای این منظور مناطقی که عمق سطح آب زیرزمینی کمتر از پنج متر بوده که عمدتاً در بخش جنوبی دشت قرار دارد، به کمک نقشه های هم عمق آب زیرزمینی برای حالات حداقل (اردیبهشت سال ۷۲) و حداکثر (آبان سال ۷۱) و مساحت زیر سطوح ۵ تا ۱/۴ متر مشخص شده است. با توجه به مقدار و درصد تبخیر از اعماق مختلف بر

	(km ²)	(m)	(Mm ³)	(mm)
۱	۴۵/۳	۱/۴ تا ۲	۲/۲۰	۲/۷۲
۲	۲۴/۶	۲ تا ۴	۲/۴۰	۱/۹۶
۳	۴۵/۴	۴ تا ۵	۲/۵۰	۰/۹۱
جمع	۱۱۵/۳	۱/۴ تا ۵	۲/۴۲	۵/۶۰

حدود ۲۱۸/۴۳ میلیون متر مکعب و جمعا با قنوات میزان ۲۳۷/۶۷ میلیون متر مکعب از سفره برداشت می شود. در بازدیدهای صحرائی مشخص شد که در محدوده سفره زیرزمینی دشت مورد مطالعه هیچگونه زهکشی وجود ندارد و آب های زیرزمینی خروجی بصورت تبخیر و جریان زیرزمینی از دشت خارج می شود که در بخش مربوطه ارائه شده است. بنابراین، مقادیر زهکشی در معادله بیلان صفر فرض شده است.

منطقه هشتگرد دارای ۵۳۶ حلقه چاه کم عمق با متوسط برداشت معادل ۱۲/۶۶ میلیون متر مکعب و ۶۴۸ حلقه چاه عمیق با حجم بهره برداری معادل با ۲۰۵/۸۲ میلیون متر مکعب است. در این منطقه، تعداد ۷۸ رشته قنات با تخلیه سالیانه برابر ۱۹/۲۴ میلیون متر مکعب در سال وجود دارد. با توجه به اندازه گیری موجود، از چاه ها

()

۱۳۷۱-۷۲ (میلیون مترمکعب)

مقدار	خروجی از آبخوان	مقدار	ورودی به آبخوان
۵/۴۵	جریانهای خروجی	۲۷/۴۳	تغذیه ناشی از نفوذ مستقیم از بارندگی
زیرزمینی			
۵/۶	تبخیر از سفره	۴۲/۸۷	جریان های ورودی زیرزمینی
۲۱۸/۴۳۵	برداشت از چاهها	۹۰/۰	تغذیه ناشی از جریانهای سطحی
۱۹/۲۳۸	تخلیه از قنوات	۱۶/۱۱	تغذیه ناشی از آبهای انحرافی کشاورزی
-	زهکشی سفره آب	۶۱/۵۰	تغذیه از آب برگشتی چاهها
		۶/۰۷	تغذیه از آبهای برگشتی قنوات
۲۴۸/۷۲	جمع تخلیه	۴/۷۴	تغییرات حجم مخزن
		۲۴۸/۷۲	جمع تغذیه

بارندگی ۳۷ ساله قبل ۲۴۰ میلی متر گزارش شده، لذا بارندگی ۳۷ ساله بطور متوسط در حد پنج درصد کاهش را نشان می دهد. بنابراین، مقادیر تغذیه ناشی از بارندگی و رواناب و بقیه مواردی که نسب به نزولات جوی تاثیر پذیرند مورد ارزیابی مجدد قرار گرفته و بصورت جدول بیلان تعدیل شده ۳۷ ساله (جدول ۶) ارائه شده است.

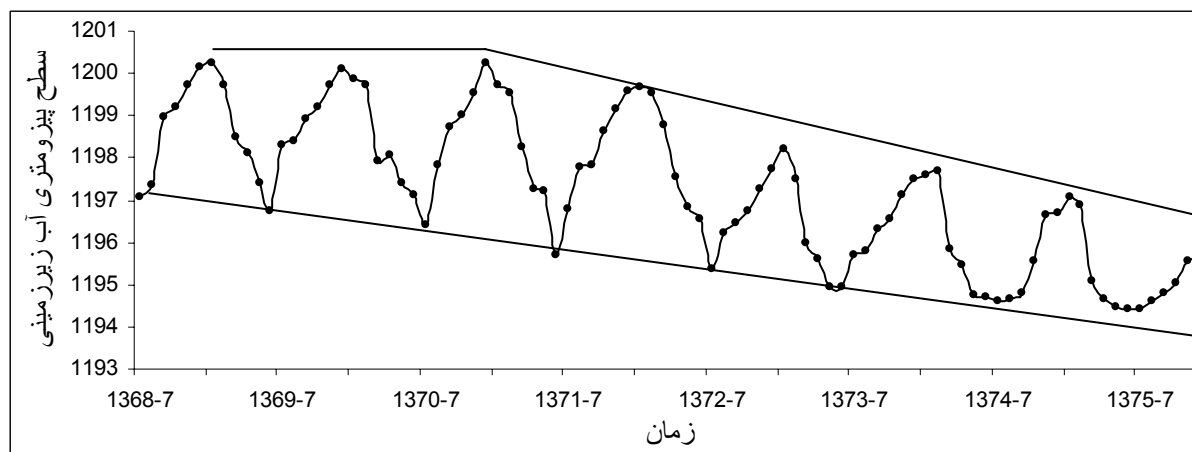
به لحاظ اینکه سال آبی مورد نظر (۱۳۷۱-۷۲) ممکن است در سال خشک یا مرطوب قرار بگیرد، لازم بود تا ارقام آن نسبت به میانگین دوره آماری ۳۷ ساله تعدیل شود. این موضوع برای منطقه مورد مطالعه مورد تحلیل قرار گرفت و چون بارندگی متوسط سه ساله آخر در دشت هشتگرد ۲۵۳ میلیمتر بود (در حالی که متوسط

()

مقدار	شرح اجزاء تخلیه	مقدار	شرح اجزاء تغذیه
۵/۴۵	جریان خروجی زیرزمینی	۴۲/۸۷	جریان ورودی زیرزمینی
۵/۶	تبخیر از سفره	۲۵/۹۶	نفوذ مستقیم از بارندگی
۲۱۶/۷۱	برداشت توسط چاه	۸۷/۶۰	تغذیه از سیلابها و رودخانه ها
۱۸/۲۴	تخلیه قنوات	۱۶/۱۱	تغذیه ناشی از آب انحرافی
۰/۰۰	زهکشی سفره	۶۱/۵۰	تغذیه ناشی از آب چاه
۲۴۵/۹۸	جمع تخلیه	۶/۰۷	تغذیه ناشی از آب قنوات
		۵/۸۱	تغییرات حجم مخزن

۱/۱۴ متر در سال ۶۶ تا ۲/۵۹ متر در سال ۷۳ مشاهده شده است. از این ماه به بعد، سطح آب شروع به پائین رفتن نموده و تا آبان که در حالت حداقل قرار می گیرد از ۱/۵۳- متر در سال ۷۳ مشخص شده است. افت ۱۰ ساله اخیر در این دشت ۳/۲۹- متر و بطور متوسط در سال ۰/۳۳ متر محاسبه شده است. افت سه ساله ۶۵ الی ۶۸ رقمی برابر با ۱/۶۱- متر و بطور متوسط ۰/۵۴- متر می باشد و لذا هفت ساله اخیر نیز افت متوسط سطح آب در حد ۰/۳۷ متر است. ضمناً در سال ۷۴-۷۵ سطح آب حدوداً ۰/۲- متر پائین رفته است که در شکل ۴ و جدول ۷ ارائه شده است.

می گیرد از

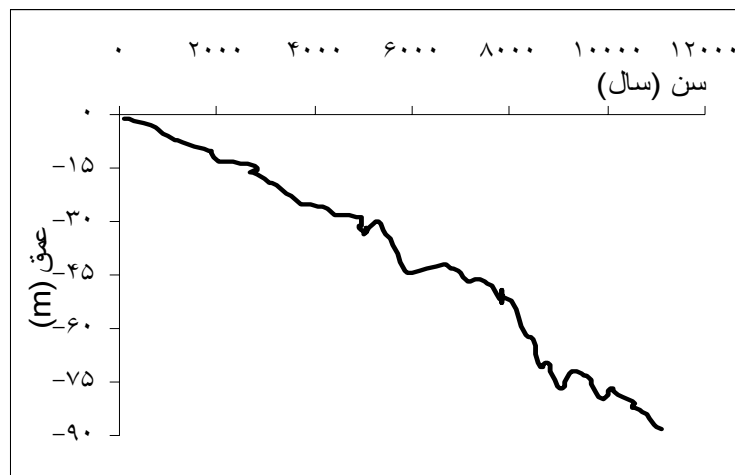


(m ³)	(m)	(m)	
	-	.	۱۳۶۸
	.	.	۱۳۶۹
	.	.	۱۳۷۰
	.	.	۱۳۷۱
	.	.	۱۳۷۲
	.	.	۱۳۷۳
	.	.	۱۳۷۴
	.	.	۱۳۷۵
	.	.	متوسط

(Saadati H., 2007)

(Allison & Hughes, 1978).

۲/۹۲



زیززمینی

حدود ۰/۳۷

متر در سال بوده که نشانگر استفاده خارج از ظرفیت تجدیدپذیری آبخوان است. با توجه به نتایج این تحقیق، مقدار تغذیه طبیعی سفره از طریق بارش مستقیم حدود ۳ درصد میزان بارش می‌باشد. سهم تغذیه طبیعی بارش در محدوده آبخوان حدود ۲ درصد از کل تغذیه را شامل می‌شود. در یک منطقه ۷۵۲ کیلومتر مربعی تغذیه از ۲.۳ تا ۱۵.۱

۲/۹۲

References

- Anonymous, 1968-2009. Statistical reports of Hashtgerd Catchment, Ministry of Energy, Tamab Publication, Iran.
- Anonymous, 1965-2009. Meteorology report of Hashtgerd Catchment, Meteorology Organization Iran.
- Saadati, H. 2007. Investigation of runoff and groundwater paleo systems by tracer, simulation model and Geoelectric, PhD Dissertation, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran-Iran.
- Sharifi, F., Mahdian, M H., Saadati, H., Ghafouri, A M., PorHemmat, J., Emamjome, R. and Garshasbi, P. 2009, Investigation of hydrological and hydro geological processes by tracer, simulation model and geoelectric. Research Report, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, Iran.
- Alizade, A. 2003. Principle of applied hydrology, Astan Ghods Publication. 16th Edition, pp 438-325.
- Mahdavi, M. 2005. Applied hydrology, Tehran University Publication. 2^{ed} Edition, pp 132-117.

-
- Allison, G.B. and Hughes, M.W. 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer, *Australian Journal Soil Research* 16, 181-195.
 - Aronovici, V.S., Schneider, A.D. and Jones, O.R. 1970. Basin recharging the Ogallala aquifer through Pleistocene sediments in *Proceedings Ogallala Aquifer Symposium Spec. Rep. 39*, 182-192 Tex. Tech. Univ., Lubbock.
 - Bridget R., Scanlon, Richard W. and Healy, P.G.C. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10, 18-39.
 - Edmunds, W.M., Darling, W.G. and Kinniburgh, D.G. 1988. Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. In I. Simmers (Eds.), *Estimation of natural groundwater recharge*, pp: 157-139.
 - Edmunds, W.M. Fellmann, E. Goni, I.B. and Prudhomme, C. 2002. Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria." *Hydrogeology J.* 10, 205-215.
 - Flury, M., Fluhler, H., Jury, W.A. and Leuenberger, J. 1984. Evaluation susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study, *Water Resource. Research* 30, 1945-1954.
 - Ginn, T.R. and Murphy, E.M. 1987. A transient flux model for convective infiltration: forward and inverse solutions for chloride mass balance studies. *Water Resources Research* 33(9), 2079-2065.
 - Gee, G.W. and Penman, W. 1988. Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods, *Hydrol. Proc.* 2, 255-266.
 - Perkins, K. S., Nimmo, J. R., Rose, P.A., Rousseau, J. P., Orr, B. R., Twining, B. V. and Anderson, S.R. 2002. Flow system analysis using a surface-applied tracer at the Idaho National Engineering and Environmental Laboratory, Idaho. *Ground Water* 33(4), 579-588
 - de Silva, R.P. 2004. Spatial variability of groundwater recharge. Is it really variable? *Journal of Spatial Hydrology* 4(1), 110-120.
 - Scanlon, B. R. 1991. Evaluation of moisture flux from chloride data in desert soils, *Journal Hydrology* 128, 137-156.
 - Scanlon, B.R. 1992. Moisture and solute flux along preferred pathways characterized by fissure sediments in desert soils. *Journal Cont. Hydrology* 10(1), 19-46.
 - Stone, W.J. and McGurk, B.E. 1985. Ground-water recharge on the Southern High Plains, east central New Mexico, *New Mexico Geological Society Guidebook*, 36th Field Conference, pp.331-335.
 - Ziad Qannam, and Chow, E. 2004. A hydro geological, hydro chemical & environmental study in Wadi Al Arroub drainage basin, south west bank, Palestine. PhD Thesis, Freiberg on-line Geosciences vol. 9.

Evaluation of Groundwater Recharge-Renewability by Analysis of Hydrological Processes, Water Mass Balance, and Using Tracers(Case Study: Hashtgerd Watershed)

F. Sharifi^{*1}

¹ Academic Member, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, Tehran, I.R. Iran.

(Received: 2007/May/21, Accepted: 2012/May/22)

Abstract

This paper has focused on the application of hydro- geochemical techniques in conceptualizing of groundwater and to estimate recharge/discharge and the renewability of aquifer in Hashtgerd Watershed, Iran. At first, the aquifer boundary was defined based on data of existing wells and basin morphologic conditions. Estimation of recharge rate at different depth intervals by using tracer mass balance was done for 291 representative groundwater samples which includes 195 samples from soil and water of unsaturated zone in depths of 30 to 90 m (sampling in each meter), 10 samples were taken from rainfall, five samples from Qanats and 21 samples from wells and 60 samples taken from surface water in the study area. Based on water balance technique applying to a 7 year measured data and evaluation of hydrological and hydro- geological processes in the Watershed, average groundwater depletion was calculated at 0.37 m/year that indicated annual recharge rate of 245 million cubic meter (mcm) and over use of storage capacity of the aquifer. The groundwater studies showed that the natural recharge from direct rainfall is about 2% of total recharge. The annual recharge rate over an area of 752 km² varies from 2.3 to 15.1 mm/yr. The required time for aquifer recharge from rainfall for the aquifer of 30 m thickness in the southern part of the aquifer is 1200 years while for aquifer of 90 m thickness in the north, recharge time is around 1100 years. On the other hand, in north and south of the aquifer, transitivity rates are 2500 and 300 m²/day, respectively with the groundwater renewability of 2.92 years which shows the importance of renewability of groundwater via concentrated/linear recharge from fractured zones. Studies of direct recharge in other parts of the world have shown that direct recharge rates may vary from zero to around 40% of mean rainfall volume. The results of this study revealed that around 98% of aquifer recharge occurs via concentrated/linear recharge from fractured zones with the average renewability of three years. Then it is recommended to consider the above mentioned geologic features in concentrated recharge of aquifer in saturated zone by watershed management, floodwater spreading and vegetation cover improvement projects.

Keywords: Aquifer water balance, Renewability, Chemical tracers, Hydrogeology, Natural recharge, Hashtgerd