

پیش بینی سیل در حوضه آبریز آجی چای با استفاده از فاکتورهای اقليمی سطح زمین و سطوح فوقانی جو

اصغر چوبدار*

دکتر مجید زاهدی**

چکیده

منطقه مورد مطالعه شامل حوضه آبریز آجی چای می باشد که در قسمت شرقی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در بین طول های $47^{\circ}52'$ و $45^{\circ}32'$ شرقی و عرض های $38^{\circ}30'$ و $37^{\circ}36'$ شمالی قرار گرفته است. در این تحقیق ایستگاه سینوپتیک و جو بالای تبریز که تنها ایستگاه از نوع خود در منطقه می باشد، انتخاب شده است. داده های تحقیق را ۱۷ فاکتور اقلیمی سطح زمین و سطوح فوقانی جو ثبت شده در این ایستگاه در ۷۱ روز وقوع سیل در منطقه که بیان کننده خصوصیات سیستم های کم فشار و ناپایداری های محلی از سال ۱۳۷۵ لغایت ۱۳۸۲ هستند، تشکیل داده اند. در روش تحقیق، خصوصیات جوی روزهای قید شده به عنوان حداقل شرایط ایجاد سیل برای مقایسه خصوصیات جوی روزهای دیگر مبنای مقایسه قرار داده شده اند. حاصل این تحقیق تهیه نرم افزار پیش بینی سیل می باشد که توانسته ۷ مورد از ۱۵ مورد سیل اتفاق افتاده در منطقه را در سال ۱۳۸۳ پیش بینی نماید.

واژگان کلیدی

حوضه آبریز آجی چای، فاکتور اقلیمی، سیستم های کم فشار، ناپایداری های محلی، پیش بینی سیل.

* دانش آموخته دکترای جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم شناسی) دانشگاه تبریز.

** استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز.

مقدمه

در مناطق کم باران معمولاً در فصول بهار و تابستان رگبارهای شدید باران اتفاق می افتند، این بارش ها در چنین مواقعی از سال یا از ناپایداری های محلی یا از جبهه های سرد سیستم های کم فشار که با ابرهای جوشنی پراکنده با رشد عمودی زیاد همراه هستند، یا هر دو آنها ناشی و به صورت پراکنده با مقادیر و شدت های متفاوت نازل می شوند. شناسایی شرایط جوی به وجود آورنده ی این رگبارها می تواند ما را در پیش بینی زمان وقوع آنها یاری نماید.

پیش بینی این نوع بارش ها که معمولاً موجب جاری شدن سیل می شوند، از نقطه نظر ایجاد آمادگی های لازم و جلوگیری از خسارات مالی و جانی یا حداقل کاهش دادن آنها دارای اهمیت می باشد. کثرت عوامل تأثیرگذار و ارتباط عمدتاً غیر خطی آنها با جریانات سطحی لزوم بررسی دقیق موضوع را روشن می سازد. تعیین خصوصیات سیستم های جوی و تأثیر هر یک از آنها در ایجاد جریانات سطحی همواره مورد اهتمام اقلیم شناسان و هیدرولوژیست ها قرار گرفته است. برخی خصوصیات سیستم های جوی در سطح زمین و برخی دیگر در سطوح فوقانی جو اندازه گیری می شوند و لازمه یک بررسی جامع استفاده همه جانبه از آنها و تعیین عوامل مؤثر در ایجاد بارش و در نتیجه سیل می باشد.

روش استفاده از رابطه ی بارش - رواناب^۱ حوضه برای پیش بینی سیل خصوصاً در حوضه های بزرگی مثل آجی چای که تعداد و پراکندگی ایستگاه های باران سنجی آنها در حد استاندارد نبوده و ثبت مقدار و شدت واقعی بارش در آنها امکان پذیر نمی باشد، نمی تواند رفتار غیرخطی حوضه را در تولید سیلاب به طور کامل بیان نماید.

یکی از روش های جلوگیری از خطرات جانی و مالی سیل ها، احداث سازه های مقاوم بر اساس سیلاب های با دوره ی برگشت بالا می باشد. این طریق علی رغم داشتن ضریب اطمینان بالا، مستلزم هزینه ی فراوان است و توجیه اقتصادی ندارد.

بر اساس روش های متداول هیدرولوژیست ها، پیش بینی سیلاب ها پس از شروع رگبار امکان پذیر است که معمولاً وقت کافی برای عملیات آمادگی وجود ندارد و در هر صورت خسارت های سیلاب غیرقابل اجتناب می شود. اما اگر الگوهای گردشی به وجود آورنده

پیش‌بینی سیل در حوضه آبریز آجی‌چای با استفاده از ..

۳ □

شناسایی شوند، می‌توان از حداقل یک یا دو روز قبل با رؤیت آغاز توالی الگوهای مختوم به ایجاد سیل، وقوع سیلاب را پیش‌بینی کرد. در این صورت وقت کافی برای آمادگی‌های لازم وجود خواهد داشت (علیجانی، ۱۳۸۱).

بنابراین بر فرض هم اگر حوضه آبریز مورد مطالعه کوچک باشد و بتوان مقدار و شدت واقعی بارش را اندازه گرفت، وقت کافی برای عملیات آمادگی وجود نخواهد داشت. در نتیجه لازم است علاوه بر عامل بارش، عوامل جوی دیگر در سطح زمین و سطوح فوقانی که مستقل از بارش و در عین حال در مقدار و شدت آن مؤثر می‌باشند، مورد توجه و بهره‌برداری قرار داده شوند.

هدف این تحقیق پیش‌بینی سیل با روشی مغایر با روش‌های متداول هیدرولوژیکی با استفاده از فاکتورهای اقلیمی نشانگر خصوصیات سیستم‌های کم‌فشار و ناپایداری‌های محلی می‌باشد.

پیشینه ی تحقیق

لانینگ^۱ (۲۰۰۴)، شرایط منتهی به سه مورد بارش سنگین و وقوع سیل در ساحل دریای کارائیب را در زمستان‌های همراه با التینو در ۴ مارس ۱۹۹۸، ۳-۴ ژانویه ۱۹۹۸ و ۵-۶ ژانویه ۱۹۹۲ را آنالیز نموده و نتیجه گرفته که جابجایی شدید هوای گرم و مرطوب ناپایدار توسط بادهای شدید در سطوح پایین، برخورد آن با زمین‌های با شیب زیاد و تشدید حرکت صعودی هوا به علت وجود واگرایی در سطوح فوقانی و حرکت افقی چرخشی ضعیف در لایه تروپوسفر میانی، موجب بارش‌های سنگین به میزان ۴۰۰ میلی‌متر در ۲ روز گردیده و بارش جبهه‌ای قبلی، شیب‌دار بودن اراضی، شرایط توپوگرافی حوضه آبریز و دخل و تصرف و تجاوز انسان به حریم مسیل‌ها خسارت‌های سیل را افزایش داده‌اند و در حالت کلی می‌توان گفت که کوهستانی بودن منطقه، سرعت زیاد باد در سطوح پایین، وجود رطوبت زیاد و پتانسیل بالای ناپایداری، نقش اساسی در بارش‌های سنگین و جاری شدن سیل داشته‌اند.

لاپتا^۱ و همکاران (۲۰۰۴)، ضمن اشاره به اینکه در کشور آمریکا از بین پدیده‌های جوی، سیل بیشترین آمار مرگ و میرها را به خود اختصاص داده، به طوری که از سال ۱۹۷۲ تا ۲۰۰۱ میزان تلفات سالانه بالغ بر ۱۷۲ نفر بوده است و بیان اینکه بررسی سیل‌های اتفاق افتاده می‌تواند گام مهمی در بهبود توانمندی‌ها برای ارزیابی پتانسیل سیل محسوب گردد، وقوع سیل در شمال‌شرق آمریکا در ۱۴ الی ۱۶ ژوئیه سال ۲۰۰۰ را بررسی و نتایج ذیل را اخذ نموده‌اند:

الف- کم‌فشارهای فعال در سطوح فوقانی جو (۵۰۰ hpa) در روزهای مذکور با حرکتی آهسته شمال‌شرق آمریکا را تحت تأثیر قرار داده و با توجه به شرایط خاص جوی از حیث ناپایداری، رطوبت و باد موجبات بروز هوای نامساعد، بارش‌های شدید و سیل‌های مهیب را فراهم آورده‌اند.

ب- شدت یک سیل به عوامل مختلفی از قبیل مقدار و شدت بارش، وضعیت رطوبت خاک قبل از بارندگی، مقدار پوشش گیاهی، جریان پایه‌ی رودخانه، مقدار پوشش برف و توپوگرافی بستگی دارد.

رقاش و ریسی^۲ (۲۰۰۲)، در تحقیقی شرایط جوی را که در آنها رعد و برق‌ها در حوزه‌های زمانی و مکانی محدود موجب ایجاد تورنادوهای شدید و سیل‌های لحظه‌ای شده‌اند تعیین کرده‌اند. این شرایط در بهار و تابستان در مواقع بعد از ظهر و عصر فراهم می‌شوند.

وستریک و دیگران^۳ (۲۰۰۱)، سیستم طراحی شده برای پیش‌بینی جریانات سطحی در شمال‌غرب اقیانوس آرام را معرفی نموده‌اند. ورودی این سیستم را فاکتورهای جوی دما، باد، تشعشع، بارش و خروجی آن را جریانات سطحی پیش‌بینی شده در حوضه‌های کوهستانی منتهی به سواحل اقیانوس آرام تشکیل می‌دهند.

رمرو و دیگران^۴ (۲۰۰۰)، در مرکز ملی تحقیقات جوی دانشگاه ایالت پنسیلوانیا روی دو مورد بارش سنگین در شرق اسپانیا در ۳ و ۴ نوامبر ۱۹۸۷ به میزان ۸۰۰ میلی‌متر در

1. Renneth D.Lupenta et.al.

2. Joseph A.Rogash, and Jonathan Racy

3. Kenneth Westrick et.al

4. Romero et.al.

عرض ۲۴ ساعت و ۲۰ اکتبر ۱۹۸۲ به میزان ۴۰۰ میلی‌متر در عرض ۱۲ ساعت که تلفات جانی و مالی داشته‌اند، تحقیق نموده و نتیجه گرفته‌اند:

الف- هر دو بارش از سیستم جابه‌جایی حرارتی در مقیاس قاره‌ای (MCSs)^۱ که منطقه والنسیای اسپانیا را نیز فرا گرفته بود، ناشی شده‌اند.

ب- مورد اول در یک الگوی سینوپتیکی ضعیف و ایستا توسط جت استریم با ارتفاع کم (LLJS)^۲ با جهت شرقی و شمال‌شرقی و مورد دوم در یک سیستم کم ارتفاع توسط جت استریم سطوح فوقانی جو (ULJS)^۳ با جهت غربی ایجاد شده‌اند.

داسول و دیگران^۴ (۱۹۹۸)، در رابطه با ۳ فقره بارش سنگین در منطقه مدیترانه غربی تحقیق و به نتایج ذیل دست یافته‌اند:

الف- نخستین بارش از یک سیستم کم فشار ساکن با طوفان‌های شدید ماریچی در ۷ الی ۹ اکتبر ۱۹۹۲ در اسپانیا و ایبیزا و همچنین جزایر بالریک ایجاد شده است.

ب- دومین بارش از یک سیستم کم فشار با حرکت کند در ۳۱ ژانویه الی ۶ فوریه ۱۹۹۳ ناشی شده است.

ج- سومین بارش در ناحیه‌ای در شمال غرب ایتالیا بنام پیه‌مون^۵ در ۵ و ۶ نوامبر ۱۹۹۴ از یک هوای مرطوب ایجاد شده است.

د- در حالت کلی بارش سنگین باران در نتیجه صعود سریع هوای مرطوب کم فشار اتفاق می‌افتد.

ه- در پیش‌بینی بارش سنگین عواملی مانند صعود هوا، پایداری استاتیکی هوا، تأمین رطوبت و تأثیر ارتفاعات بایستی در نظر گرفته شوند.

کومسکو و دیگران^۶ (۱۹۹۸)، با توجه به اینکه وقوع سیل‌های شدید ناشی از بارش‌های سنگین به یک پدیده خطرناک در طول سواحل ترکیه در دریای مدیترانه در سال‌های اخیر تبدیل شده است، در مورد بارش‌های ۳ و ۴ نوامبر ۱۹۹۵ در ساحل آگن^۷ که

1. Mesoscale Convective Systems
2. Low Level Jet Stream
3. Upper Level Jet Stream
4. Charles A. Doswell III et.al.
5. Piedmont
6. Komsku et.al.
7. Aegean

منجر به جاری شدن سیل در شهر از میر گردید و ۶۱ نفر تلفات انسانی و ۵۰ میلیون دلار خسارات مالی به بار آورد، تحقیق نموده و نتیجه گرفته‌اند که عوامل جوی از قبیل جابه‌جایی افقی هوا در سطوح تحتانی جو، چرخش سرعت^۱ مثبت، واگرایی شدید هوا در سطوح فوقانی جو در این پدیده مؤثر بوده‌اند:

لارسن^۲ (۱۹۹۵)، مدل API^۳ (شاخص بارش قبلی) و رطوبت خاک را که از سال ۱۹۴۰ مورد استفاده سرویس‌های هواشناسی (NWS)^۴ و مراکز پیش‌بینی جریان رودخانه‌ها (RFCs)^۵ در آمریکا قرار گرفته، مورد بررسی قرار داده است. این مدل مقدار شاخص رطوبت روزانه‌ی خاک را با استفاده از مقدار بارندگی و دما محاسبه می‌کند و سپس بعد از منظور نمودن تداوم تأثیر سیستم باران‌زا و مقدار بارش احتمالی بعدی، جریان احتمالی رودخانه را پیش‌بینی می‌کند. این مدل سیل سال ۱۹۹۳ را که در فاصله بین ماه‌های می و سپتامبر در ۹ ایالت آمریکا اتفاق افتاد و ۵۰ کشته و خسارتی بالغ بر ۱۵ میلیارد دلار بر جای گذاشت، نتوانست پیش‌بینی نماید.

می‌می‌کو و کوستویانیس^۶ (۱۹۹۵)، علل وقوع سیل ۲۱ و ۲۲ اکتبر ۱۹۹۴ را که با بارش سنگین باران و وقوع سیل در مناطق شهری و حومه شهری همراه بوده و باعث مرگ ۱۱ نفر و وارد آمدن خسارات به محصولات کشاورزی، بخش حمل و نقل، ارتباطات و خطوط انتقال نیرو گردیده و در میان سیل‌های اتفاق افتاده در ۳۰ - ۴۰ سال اخیر در یونان از نظر داشتن شدت زیاد، فراگیری وسیع جغرافیایی و ویرانی‌های قابل توجه یکی از مهیب‌ترین آنها محسوب می‌شود، ناشی از استقرار یک سیستم کم‌فشار با مقدار فشار ۹۹۴ hpa در مرکز سیستم در سطح زمین در ایتالیا و عوامل جوی دیگری دانسته‌اند.

کریشفیلد^۷ (۱۹۸۳)، پیش‌بینی جریان رودخانه‌ها با استفاده از گردش و حرکت مراکز طوفان، مشخصات توده‌های هوا، بارش‌های اندازه‌گیری شده در حوضه‌های آبریز و آمار

-
1. Vorticity
 2. Larsen
 3. Antecedent Precipitation Index
 4. National Weather Service
 5. River Forecast Centers
 6. M.Mimikou and D.Koustoyannis
 7. Howard J.Critchfield

رودخانه‌ها را مورد بحث قرار داده است. ویلسون^۱ (۱۹۸۳)، ارتباط جریان رودخانه با عوامل‌های اقلیمی از قبیل بارش، رطوبت، دما و باد را بررسی نموده است.

بنی حبیب و دیگران (۱۳۸۳)، با استفاده از داده‌های باران‌نگارهای ایستگاه‌های سراب و بستان‌آباد، دبی پیک و حجم رواناب ایستگاه هیدرومتری و نیار را در تاریخ ۷۳/۱/۱۳ به ترتیب با ۲۹ و ۲۲ درصد خطا و در تاریخ ۸۰/۲/۶ به ترتیب با ۳/۴ و ۲۰ درصد خطا پیش‌بینی نموده‌اند. در مورد این پژوهش باید گفت که در حوضه‌های بزرگ مثل آجی‌چای که پراکندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی در آنها در حد استاندارد نمی‌باشد، ثبت مقدار و شدت واقعی بارش و در نهایت استخراج رابطه صحیح بارش و جریان که بیانگر رفتار غیرخطی حوضه در تولید جریانات سطحی و سیلاب‌ها باشد، امکان‌پذیر نیست؛ مخصوصاً موقعی که ایستگاه‌های موجود به حد کافی دارای آمار نباشند. در این پژوهش هر دو موضوع صادق هستند چرا که برای آموزش شبکه از داده‌های مورخه ۷۴/۳/۱۳ و تست آن از داده‌های تاریخ‌های ۷۳/۱/۱۳ و ۸۰/۲/۶ فقط دو ایستگاه باران‌نگار (ایستگاه‌های سراب و بستان‌آباد) و یک ایستگاه هیدرومتری (ایستگاه و نیار) استفاده شده است. یعنی اولاً تعداد ایستگاه‌ها در حد استاندارد نمی‌باشد، ثانیاً ایستگاه‌های موجود به اندازه کافی آمار ندارند. بنابراین در صحت نتایج گرفته شده جای تردید وجود دارد.

بنی‌هاشمی (۱۳۸۳)، با استفاده از GIS, RS و نرم‌افزار HEC مدل هیدرولوژیکی برای تعیین دبی پیک و حجم سیلاب برای حوضه آبریز لکشا در استان مازندران تعیین نموده‌اند. این مدل بعد از اتمام بارش و وارد شدن مقدار بارش، دبی پیک و حجم سیلاب را تخمین می‌زند. ایشان بعداً اضافه کرده‌اند که با استفاده از مدل هیدرولوژیکی و پیش‌بینی میزان بارش با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، امکان ایجاد یک سیستم پیش‌بینی وقوع سیلاب در هر منطقه دلخواه وجود دارد. در این مورد نیز باید اذعان داشت که مدل هیدرولوژیکی به دست آمده نمی‌تواند در پیش‌بینی وقوع سیلاب و برآورد دبی پیک و حجم سیلاب کاربرد داشته باشد، چرا که اولاً در برآورد دبی پیک و حجم سیلاب در مدل مذکور تقریب وجود دارد، ثانیاً پیش‌بینی مقدار بارش با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای نیز همراه با تقریب است و تقریب در تقریب نمی‌تواند به نتیجه مطلوبی منتهی گردد.

علیجانی (۱۳۸۱)، پیش‌بینی سیلاب‌ها را با استفاده از الگوهای گردش‌سی‌جیو از جمله الگوی فشار و تغییرات آن مورد بحث قرار داده است.

موقعیت جغرافیایی حوضه ی آبریز آجی‌چای

حوضه آبریز آجی‌چای یکی از بزرگترین زیر حوضه‌های هفتگانه حوضه آبریز دریاچه ارومیه بعد از زیر حوضه سیمینه‌رود و زرینه‌رود با وسعتی معادل $11278/8$ کیلومتر مربع بین طول‌های $47^{\circ}52'$ و $45^{\circ}32'$ و عرض‌های $38^{\circ}30'$ و $37^{\circ}36'$ در قسمت شرقی حوضه دریاچه ارومیه گسترده شده و از شاخه‌های اصلی آن به سنخ‌چای، تاجیار، نهند و اوجان‌چای می‌توان اشاره کرد. حوضه آجی‌چای (شکل ۱) از شمال به حوضه آبریز ارس و از شرق به حوضه آبریز قزل‌اوزن و از جنوب به حوضه آبریز قزل‌اوزن و زیرحوضه آبریز غرب سهند و از شرق نیز به زیر حوضه آبریز رودخانه‌های شمال دریاچه ارومیه محدود می‌شود. مرتفع‌ترین نقطه آن قله کوه سهند با ارتفاع 3882 متر و پست‌ترین نقطه آن زیر سطح دریاچه ارومیه می‌باشد که آب زیر حوضه به آن وارد می‌شود. رودخانه آجی‌چای ا دامنه‌های جنوبی سبلان با نام بیوک‌چای سرچشمه گرفته و پس از الحاق رودخانه پسلاربزقوش از جنوب شهر سراب گذشته و قبل از ایستگاه هیدرومتری و نیار به رودخانه‌های اوجان و سعیدآباد تلاقی نموده و پس از عبور از تنگه و نیار و دره‌های شمال تبریز وارد دشت تبریز می‌شود و پس از پیوستن با مهرانرود، گمناب‌چای، سنخ‌چای سردرود و آذرشهر به صورت پخش در دشت، وارد دریاچه ارومیه می‌شود (تماب، ۱۳۷۷)

داده‌ها و روش تحقیق

داده‌های سطوح فوقانی جو در سراسر دنیا در ایستگاه‌های جو بالا در دو نوبت طول شبانه‌روز در ساعت‌های صفر و ۱۲ گرینویچ (در برخی ایستگاه‌ها یک نوبت در طول شبانه‌روز) از طریق ارسال دستگاه‌های رادیوسوند که به بالن‌های حاوی هیدروژن بسند می‌شوند، انجام می‌شود. رادیوسوندها فرستنده‌هایی هستند که تا ارتفاع حدود 30 کیلومتر یا بیشتر از سطح زمین بالا می‌روند و مرتباً در حال صعود وضعیت هوای لایه‌های فوق‌الزیر جو را به کمک سنسورهای حساس به درجه حرارت، رطوبت و فشار به صورت

سیگنال‌هایی به رایانه‌های گیرنده در ایستگاه‌های مذکور ارسال می‌دارند و این رایانه‌ها، سیگنال‌ها را به داده تبدیل می‌کنند. رادیوسوندها حاوی دستگاه‌های تعیین سیستم موقعیت جهانی (GPS)^۱ نیز می‌باشند و سمت و سرعت باد را به کمک این دستگاه‌ها تعیین و به سطح زمین مخابره می‌کنند. رادیوسوندها دستگاه‌های یک‌بار مصرف هستند و بعد از ترکیدن بالن‌های هیدروژن به علت کاهش فشار در ارتفاعات بالا و افزایش حجم آنها به پایین سقوط کرده از بین می‌روند.

به طوری که در مقدمه ذکر شد، آگاهی از خصوصیات لایه‌های فوقانی جو برای بررسی رفتار سیستم‌های جوی و ناپایداری‌های محلی در یک حوضه آبریز ضروری می‌باشد، بنابراین در این تحقیق از داده‌های ایستگاه جو بالای تبریز که تنها ایستگاه جو بالا در داخل حوضه آبریز آجی‌چای و حتی شمال‌غرب کشور می‌باشد، استفاده شده است.

داده‌های جوی ۷۱ روز وقوع سیل در حوضه آبریز آجی‌چای (داده‌های ساعت صفر گرینویچ ایستگاه جو بالای تبریز در روزهای وقوع سیل و تغییرات تعدادی از این داده‌ها در مقایسه با داده‌های ۲۴ ساعت قبل^۲) استخراج و در جدول شماره ۱ درج گردیده است.^۲ این داده‌ها عبارتند از:

فشار سطح تراکم جابجایی آزاد (LCL)^۱
 در نمودار $SkewT - \log P$ از محل تلاقی خط فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال با منحنی‌های دما و دمای نقطه شبنم به ترتیب خطوطی به موازات خطوط افتاهنگ بی در روخشک و نسبت اختلاط رسم می‌شود، همدیگر را در نقطه‌ای قطع می‌کنند، مقدار فشار این نقطه بر حسب هکتوپاسکال فشار سطح تراکم جابه‌جایی آزاد می‌باشد.
 عبارت $d(L.C.L)$ است از مقدار LCL دیروز منهای LCL امروز

1. Global Positioning System

۱. مقدار فاکتور جوی در ساعت صفر گرینویچ دیروز منهای مقدار آن در ساعت صفر گرینویچ امروز
۲. از وب سایتهای:

<http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

<http://vortex.plymouth.edu/uacalplt-u.html>

4. Pressure (hpa) at the lifted condensation level

ضریب شولتر (SI)^۱

در نمودار مذکور از LCL سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال خطی به موازات خطوط افتاهنگ بی‌دررو اشباع رسم می‌شود تا خط فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال را در نقطه B قطع کند. SI برابر خواهد بود با:

$$SI = t_{500} - t_B$$

t_{500} : دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (دمای محل تلاقی خط فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال

و خط دما) بر حسب درجه سانتی‌گراد

t_B : دمای نقطه B بر حسب درجه سانتی‌گراد

لازم به ذکر است که:

الف- داده‌های به دست آمده در ایستگاه‌های جو بالا در نمودار فوق پیاده و مورد تجزیه و تحلیل قرار داده می‌شوند.

ب- دمای نقطه شبنم عبارت است از دمایی که یک توده هوا به علت سرد شدن در فشار ثابت بدون حذف یا افزایش رطوبت کسب می‌کند تا به حد اشباع برسد و به عبارت دیگر دمایی است که در آن کمیت بخار آب موجود در جو به مقدار حد نهایی ظرفیت خود می‌رسد. باید یادآور شد که از دو راه می‌توان یک توده هوا را به حد اشباع رساند:

a) کاهش دما و در نتیجه کاهش ظرفیت بخار آب اشباع در توده هوا

b) افزایش مقدار بخار آب (فائمی، ۱۳۷۵).

ج- افتاهنگ بی‌دررو خشک یا لپس ریت^۲ خشک عبارت است از کاهش دمای هوا نسبت به ارتفاع در صورتی که هوا هیچ‌گونه حرکت عمودی به بالا یا پایین نداشته باشد. در واقع افتاهنگ گرادیان واقعی دما نسبت به ارتفاع در وضعیتی است که هوا بدون حرکات عمودی باشد.

میزان افتاهنگ برای هوای خشک ثابت است. اگر درجه حرارت اولیه هوا و همچنین فاصله‌ای که صعود کرده یا پایین آمده نیز معلوم باشد دمای هوا در هر ارتفاع به وسیله

1. Showalter Index

2. Lapse Rate

افتاهنگ بی‌دررو محاسبه می‌شود. میزان افتاهنگ بی‌دررو در هوای خشک ۱۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر ارتفاع است.

اگر توده هوای خشک یک کیلومتر به صورت عمودی صعود کند و یا تحت زاویه‌ای روی شیب زمین یا شیب جبهه بالا رود، ۱۰ درجه سانتی‌گراد خنک خواهد شد. البته اگر توده هوا تحت زاویه‌ای به صورت مایل صعود نماید، سرعت سرد شدن آن کمتر از صعود عمودی خواهد بود (علیزاده و همکاران، ۱۳۷۹).

د- نسبت اختلاط عبارت از جرم بخار آب موجود در واحد جرم هوای خشک که بر حسب گرم بر گرم یا بر کیلوگرم بیان می‌شود (قانمی، ۱۳۷۵).

ه- افتاهنگ بی‌دررو اشباع عبارت است از کاهش دمای هوای اشباع با ارتفاع. اگر بسته اشباع هوا صعود نماید، دمای آن با افزایش ارتفاع کاهش پیدا می‌کند. این کاهش دما با ارتفاع را لپس‌ریت اشباع می‌گویند که با لپس‌ریت خشک متفاوت است در بسته هوای اشباع در حال صعود عمل تراکم (میعان) رخ می‌دهد و در نتیجه گرمای نهان آزاد می‌گردد و همین گرمای آزاد شده موجب می‌شود تا سرمایش ارتفاعی کاهش یابد و به همین دلیل افت دما با ارتفاع در تحول افتاهنگ بی‌دررو اشباع کمتر از افت دما با ارتفاع در تحول افتاهنگ بی‌دررو خشک می‌باشد. اگر عمل صعود ادامه پیدا کند هوا به تدریج رطوبت خود را از دست می‌دهد تا خشک شود. در این حالت لپس‌ریت اشباع با لپس‌ریت خشک برابر می‌شود.

ضریب K'

در نمودار $\text{SkewT} - \log P$ مقدار K بر حسب درجه سانتی‌گراد از رابطه ذیل محاسبه می‌شود:

$$K = (t + t_d)_{850} - (t - t_d)_{700} - t_{500}$$

t_{850} : دمای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سانتی‌گراد (دمای محل تلاقی

خط فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال و منحنی دما)

t₇₀₀: دمای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سانتیگراد (دمای محل تلاقی خط فشار ۷۰۰ هکتوپاسکال و منحنی دما)

t₅₀₀: دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سانتیگراد (دمای محل تلاقی خط فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال و منحنی دما)

t_{d850}: دمای نقطه شبنم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سانتیگراد (دمای نقطه شبنم محل تلاقی خط فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال و منحنی دمای نقطه شبنم)

t_{d700}: دمای نقطه شبنم سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سانتیگراد (دمای نقطه شبنم محل تلاقی خط فشار ۷۰۰ هکتوپاسکال و منحنی دمای نقطه شبنم)

t_{d500}: دمای نقطه شبنم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سانتیگراد (دمای نقطه شبنم محل تلاقی خط فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال و منحنی دمای نقطه شبنم)

ضرایب 'C.T'، 'V.T' و 'T.T'

در نمودار SkewT-logP، مقدار ضرایب فوق بر حسب درجه سانتیگراد از روابط ذیل محاسبه می‌شوند:

$$C.T = t_{d850} - t_{500}$$

$$V.T = t_{850} - t_{500}$$

$$T.T = (t + t_d)_{850} - 2t_{500}$$

فشار هوا در سطح زمین (QFE) بر حسب هکتوپاسکال

فشار هوا در نتیجه حرکت، اندازه و تعداد گازهای تشکیل دهنده هوا به وجود می‌آید. این فشار در تمامی سطوحی که با هوا در تماس هستند، اعمال می‌شود. وزن اتمسفر یا فشار هوا در سطح اساس دریا تقریباً نیرویی معادل یک کیلوگرم بر سانتی مترمربع اعمال می‌کند. هوا تحت شتاب جاذبه متراکم می‌شود و بر این اساس در مجاورت سطح زمین دارای تکانه بیشتری است. بنابراین با افزایش ارتفاع، اتمسفر به سرعت رقیق می‌شود. با

1. Cross totals index
2. Vertical totals index
3. Total totals index

توجه به اینکه هوا وزن خود را به صورت فشار اعمال می‌کند، می‌توان آن را اندازه‌گیری کرد (رجیبی و صراف، ۱۳۸۱).

$d(QFE)$ عبارت است از مقدار QFE دیروز منهای QFE امروز

 t_{surf}

عبارت است از دمای هوا در سطح زمین بر حسب درجه سانتیگراد

 H_{400} و H_{500} ، H_{700} ، H_{850}

به ترتیب عبارتند از ارتفاع سطوح فشار استاندارد ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال بر حسب متر. ارتفاع سطوح فشار استاندارد متناسب با کاهش فشار افزایش پیدا می‌کنند. جو ترکیبی از گازهای مختلف است که توسط جاذبه در اطراف زمین نگه داشته شده است. چون گازها قابلیت تراکم دارند، هر لایه هوا به مقدار زیادی لایه‌های پایین تراز خود را تحت فشار قرار داده و متراکم می‌سازد، بدین ترتیب هوایی که در نزدیکی سطح زمین قرار دارد، به مقدار زیادی متراکم بوده و چگالی آن زیادتر از هوای ارتفاعات بالاتر است. لذا هر چه از سطح زمین بالاتر برویم هم چگالی و هم فشار تقلیل پیدا می‌کنند.

dH_{400} ، dH_{500} ، dH_{700} ، dH_{850} به ترتیب عبارتند از:

dH_{850} : دیروز منهای H_{850} امروز

dH_{700} : دیروز منهای H_{700} امروز

dH_{500} : دیروز منهای H_{500} امروز

dH_{400} : دیروز منهای H_{400} امروز

$(RH)_{850}$ ، $(RH)_{700}$ ، $(RH)_{500}$ و $(RH)_{400}$

عبارتند از رطوبت یا نم نسبی هوا به ترتیب در سطح زمین و سطوح فشار استاندارد

۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درصد.

رطوبت نسبی عبارت است از نسبت مقدار بخار آب موجود در هوا به مقدار بخار آبی که اگر هوا در همان درجه حرارت می داشت، به صورت اشباع می بود. این نسبت همیشه به صورت درصد بیان می شود. اگر ۱۰ گرم بخار آب در کیلوگرم هوا موجود باشد و در همان درجه حرارت هوا بتواند ۵۰ گرم بخار آب در کیلوگرم بپذیرد تا اشباع شود، در این صورت رطوبت نسبی این هوا $\frac{10}{50}$ یا ۲۰ درصد می باشد (علیزاده و دیگران، ۱۳۷۹).

بر اساس توافق بین المللی، نم نسبی عبارت است از خارج قسمت نسبت اختلاط مشاهده شده در جو نسبت به اشباعی که در همان دما به وجود خواهد آمد و بر حسب درصد بیان می شود (قائمی، ۱۳۷۵).

$$RH = \frac{W}{W_s} \times 100$$

روش تحقیق

آب قابل بارش

مقدار کل بخار آب در یک ستونی از هوا به سطح مقطع واحد که به صورت استاتیک فرض می شود، غالباً به نام آب قابل بارش نامیده شده و با استفاده از اطلاعات سطوح فوقانی جو به شرح ذیل محاسبه می گردد:

$$W = \int_0^z \rho_w \cdot dz$$

$$P = \frac{F}{S} = \frac{m \cdot g}{s} = \frac{\rho_a \cdot s \cdot z \cdot g}{s}$$

$W =$ آب قابل بارش بر حسب سانتی متر

$\rho_w =$ رطوبت مطلق (بخار آب موجود در واحد حجم هوا بر حسب $\frac{g}{m^3}$)

$\rho_a =$ جرم مخصوص هوا

$$P = \rho_a \cdot g \cdot z$$

$dp =$ فشار استاتیکی

$$dP = -\rho_a \cdot g \cdot dz$$

$q =$ رطوبت ویژه

$$dz = -\frac{dP}{\rho_a g}$$

$$W = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} \frac{\rho_w}{\rho_a} \cdot dp$$

$$\frac{\rho_w}{\rho_s} = q \quad W = \frac{1}{981} \int_{p_0}^{p_n} q dP$$

$$W = 0.00102 \int_{p_0}^{p_n} q dP$$

$$W = 0.00102 \sum \bar{q} \cdot \Delta P$$

q در فواصل ارتفاعی مساوی محاسبه می‌شود (Chow, 1988).

باید یادآوری شود که در طبیعت فرایندی که بتواند کل بخار آب موجود در اتمسفر را تبدیل به بارندگی کند، هنوز شناسایی نشده است و در عمل، روشی که ذکر می‌شود روش حداکثرسازی است که در به دست آوردن ارقام حداکثر غالباً مورد استفاده قرار می‌گیرد. اینک با شناسایی تعریف مقدار آب قابل بارش این نکته نیز یادآوری می‌شود که این رقم مبنایی برای محاسبه در شرایط خاص و با روش سینوپتیک می‌باشد. فرض می‌کنیم در یک اندازه‌گیری در ایستگاه جو بالا ارقام ستاره‌دار به دست آمده باشند. با استفاده از این ارقام جدول شماره ۲ تنظیم و میزان آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر محاسبه می‌شود.

$$W_s = 0.01 \sum_{i=1}^{n-1} (\bar{q}_s, \Delta P_i)$$

$$W = 0.01 \sum_{i=1}^{n-1} (\bar{q}_i, \Delta P_i) = 0.01 \sum_{i=1}^9 (\bar{q}_i, \Delta P_i)$$

$$W = 0.01(269.8 + 201 + \dots + 29.5)$$

$$W \cong 10^{mm}$$

$$W_s = 0.01 \sum_{i=1}^9 (\bar{q}_s, \Delta P_i)$$

$$W_s = 0.01(679.47 + 528.96 + \dots + 75)$$

$$W_s = 27^{mm}$$

مقدار آب قابل بارش در روزهای وقوع سیل و روزهای پیش در ایستگاه جو بالای تبریز به شرح جدول شماره ۳ می‌باشد.

تهیه و آزمون نرم‌افزار

نرم‌افزار پیش‌بینی سیل به زبان Visual Basic (Jerke, 1999) با استفاده از داده‌های جوی سیل‌های به وقوع پیوسته از سال ۱۳۷۵ لغایت ۱۳۸۲ (ردیف‌های ۱ لغایت

۵۶ جدول شماره ۱) تهیه و با داده‌های سیل‌های به وقوع پیوسته در سال ۱۳۸۳ (ردیف- های ۵۷ لغایت ۷۱ جدول شماره ۱) به شرح زیر مورد آزمون قرار گرفته است:

الف- داده‌های ردیف ۵۷ (روز وقوع سیل در تبریز و خسروشهر به تاریخ ۸۳/۲/۴) در منوی مربوط وارد می‌شوند (شکل ۲)، این داده‌ها اول با داده‌های ردیف ۱ جدول مقایسه می‌شوند و اگر شرایطی مساوی یا مساعدتر برای ایجاد بارش وجود داشت، وقوع سیل در منطقه تبریز احتمال داده می‌شود، در غیر این صورت با داده‌های ردیف ۲ جدول مقایسه می‌شوند و اگر شرایطی مساوی یا مساعدتر برای ایجاد بارش وجود داشت، وقوع سیل در منطقه آذرشهر احتمال داده می‌شود و به این ترتیب مقایسه داده‌ها تا ردیف ۵۶ جدول ادامه پیدا می‌کند.

ب- داده‌های ردیف ۵۸ (روز وقوع سیل در تبریز و اسکو در تاریخ ۸۳/۲/۱۱) در منوی ذکر شده وارد می‌شوند، این داده‌ها اول با داده‌های ردیف ۱ جدول مقایسه می‌شوند و اگر شرایطی مساوی یا مساعدتر برای ایجاد بارش وجود داشت، وقوع سیل در منطقه تبریز احتمال داده می‌شود. در غیر این صورت با داده‌های ردیف ۲ جدول مقایسه می‌شوند و اگر شرایطی مساوی یا مساعدتر برای ایجاد بارش وجود داشت، وقوع سیل در منطقه آذرشهر احتمال داده می‌شود و به این ترتیب مقایسه داده‌ها تا ردیف ۵۶ جدول ادامه پیدا می‌کند.

ج- برای داده‌های ردیف‌های ۵۹ لغایت ۷۱ نیز مشابه ردیف‌های ۵۷ و ۵۸ عمل می‌شود.

لازم به ذکر است که در مقایسه‌های اشاره شده، مقادیر SI و $d(L.C.L)$ ، هر قدر کوچک‌تر و مقادیر $K, V.T, C.T, T.T, d(QFE), tsurf, dH850, dH700, dH500, dH400, (RH)surf, (RH)850, (RH)700, (RH)500$ و $(RH)400$ هر قدر بزرگ‌تر از اعدادی که با آنها مقایسه می‌شوند باشند، نشانگر این است که ناپایداری افزایش یافته و شرایطی مساعدتر برای وقوع بارش فراهم شده است.

به عنوان مثال روش مقایسه داده‌های ردیف ۵۷ مربوط به تاریخ ۸۳/۲/۴ با داده‌های ردیف ۱ مربوط به وقوع سیل در تبریز در تاریخ ۷۵/۴/۱۶ ذکر می‌شود، در این روز یعنی

۷۵/۴/۱۶ مقادیر فاکتورهای جوی در ساعت صفر گرینویچ در ایستگاه جو بالای تبریز عبارت بوده‌اند از:

SI = -0.19	d(QFE) = 3.4	(RH) _{surf} = 64
K = 34.1	dH ₅₀₀ = 80	(RH) ₈₅₀ = 56
V.T = 28.5		(RH) ₇₀₀ = 71
C.T = 19.5		(RH) ₅₀₀ = 97
T.T = 48		(RH) ₄₀₀ = 64

اگر شرایط ذیل در داده‌های روز ۸۳/۲/۴ وجود داشته باشد، وقوع سیل در منطقه تبریز

احتمال داده خواهد شد:

SI < -0.19	d(QFE) > = 3.4	(RH) _{surf} > = 64
K > = 34.1	dH ₅₀₀ > = 80	(RH) ₈₅₀ > = 56
V.T > = 28.5		(RH) ₇₀₀ > = 71
C.T > = 19.5		(RH) ₅₀₀ > = 97
T.T > = 48		(RH) ₄₀₀ > = 64

علامت‌های مساوی مربوط به انطباق شرایط و علامت‌های کوچکتر و بزرگتر مربوط

به وجود ناپایداری بیشتر می‌باشند.

در روز ۸۳/۲/۴ مقادیر عوامل جوی در ساعت صفر گرینویچ در ایستگاه جو بالای

تبریز عبارت بوده‌اند از:

SI = 1.88	d(QFE) = 5	(RH) _{surf} = 63
K = 28.3	dH ₈₅₀ = 57	(RH) ₈₅₀ = 45
V.T = 30.1	dH ₇₀₀ = 40	(RH) ₇₀₀ = 70
C.T = 18.1	dH ₅₀₀ = 30	(RH) ₅₀₀ = 67
T.T = 48.2	dH ₄₀₀ = 20	(RH) ₄₀₀ = 52
d(L.C.L) = 21.68		

به طوری که ملاحظه می‌شود، شرایط فوق در داده‌های روز ۸۳/۲/۴ وجود ندارد،

یعنی سیل در منطقه تبریز احتمال داده نمی‌شود. حال به ردیف ۱ جدول ۵ توجه فرمایید.

این ردیف مربوط به تاریخ ۸۳/۲/۴ است و نرم‌افزار در این روز وقوع سیل در منطقه تبریز را احتمال داده است به این ترتیب که اول داده‌های این روز را به طریقی که ذکر شد، با داده‌های ردیف ۱ جدول ۱ مقایسه کرده و سیل احتمال نداده است. بعداً با داده‌های ردیف-های بعدی جدول ۱ (ردیف‌های ۲ لغایت ۵۶) مقایسه کرده و در یکی از آنها شرایط قید شده را یافته و در نتیجه وقوع سیل در منطقه تبریز را احتمال داده است. در اخبار واصله از ستاد حوادث غیرمترقبه استانداری آذربایجان شرقی نیز وقوع سیل در تبریز و خسروشهر گزارش شده است، یعنی برنامه پیش‌بینی درستی انجام داده است.

خصوصیات زیرحوضه‌ها

زمان تمرکز، محیط و مساحت تعدادی از زیرحوضه‌هایی که در بالای عرض ۳۸ درجه قرار گرفته‌اند و وقوع سیل در آنها مطالعه شده با استفاده از نقشه‌های رقومى $\frac{1}{25000}$ در نرم‌افزار ArcView و خصوصیات تعدادی دیگر که در زیر عرض ۳۸ درجه واقع شده‌اند، با بهره‌گیری از نقشه‌های توپوگرافی $\frac{1}{50000}$ به شرح جدول شماره ۴ تعیین شده است.

در شکل ۳ موقعیت زیرحوضه‌های ذکر شده (حوضه‌های آبریز بالادست روستاهای اولی‌کندی، شالی، قراجه، بیلوردی، گلدیر، هریس، خشکتاب، آلان، ینگجه و میرکوه) نشان داده شده است.

یافته‌ها و بحث

در تاریخ ۷۷/۴/۱۵ در روستاهای بیلوردی و گلدیر سیل جاری شده است. خطوط همباران حوضه‌های آبریز بالادست این روستاها به کمک آمار ایستگاه‌های باران‌سنجی موجود رسم شده‌اند. (شکل‌های ۴ و ۵) و در تاریخ ۸۲/۵/۳۰ در تبریز (بخش مرکزی و بخش خسروشهر) سیل اتفاق افتاده و علاوه بر خسارات مالی، تلفات جانی نیز در تبریز و اسفهان هر کدام یک نفر به همراه داشته است. (نمودارهای SkewT-logP مربوط به روز ۸۲/۵/۳۰ و روز قبل در شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده‌اند)؛ در حالی که بارش ثبت

شده در این روز در ایستگاه سینوپتیک تبریز $1/2$ میلی‌متر، ایستگاه باران‌سنجی اسفهلان صفر و ایستگاه سینوپتیک سهند واقع در فاصله $7/5$ کیلومتری اسفهلان $0/1$ میلی‌متر بوده است. آنچه که مسلم است، هیچ یک از بارش‌های ثبت شده قادر به ایجاد سیل نبوده‌اند و بارش‌های منجر به سیل به علت عدم پراکندگی استاندارد ایستگاه‌های باران‌سنجی ثبت نگردیده‌اند. بنابراین برای بررسی سیل‌های اتفاق افتاده باید از عوامل اقلیمی دیگر استفاده شود.

با توجه به اینکه در تعدادی از روزهای وقوع سیل مقدار آب قابل بارش از روز قبل کمتر بوده است (جدول شماره ۳) نمی‌توان از این عامل در پیش‌بینی سیل و تهیه نرم‌افزار مربوطه استفاده کرد.

بارش‌های به صورت رگبار باران و تگرگ معمولاً در بعد از ظهرهای فصل‌های بهار و تابستان که گرمای هوا و حرکت صعودی هوای مرطوب به حداکثر مقدار خود می‌رسند، اتفاق می‌افتند. از طرف دیگر زمان تمرکز کلیه زیرحوضه‌های مطالعه شده کمتر از ۴ ساعت می‌باشد یعنی اگر بارش با پتانسیل بالا در بعد از ظهر اتفاق بیافتد و سیل جاری شود، این سیل حتماً زودتر از ساعت $3/5$ صبح محلی روز بعد خود را نشان خواهد داد. بنابراین در تهیه الگوریتم برنامه که با استفاده از سیل‌های حادث شده از سال 1375 لغایت 1382 تهیه شده، داده‌های ساعت صفر گرینویچ ($3/5$ صبح محلی) ایستگاه جو بالای تبریز در روزهای وقوع سیل مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

این برنامه بعد از وارد شدن مشخصات هوای ساعت $3/5$ صبح محلی امروز تشخیص خواهد داد که هوا با این مشخصات به بارش در بعد از ظهر امروز منجر خواهد شد یا نه؟ اگر تشخیص بر وقوع بود، با توجه به اینکه زمان تمرکز کلیه زیرحوضه‌های مطالعه شده آجی‌چای که در طول سال‌های 1375 لغایت 1382 در آنها سیل جاری شده است، کمتر از ۴ ساعت می‌باشد وقوع سیل را تا ساعت $3/5$ صبح محلی فردا در اثر این بارش احتمال خواهد داد.

نتیجه گیری

نرم افزار پیش بینی سیل در ۲۴ ساعت آینده در حوضه آبریز آجی چای با استفاده از عوامل اقلیمی $SI, K, V.T, C.T, T.T, t_{surf}, (RH)_{surf}, (RH)_{850}, (RH)_{700}$ ، $H_{400}, H_{500}, H_{700}, H_{850}, L.C.L, QFE, (RH)_{400}, (RH)_{500}$ در پریود زمانی ۱۳۷۵ لغایت ۱۳۸۲ (۸ سال) تهیه شده است. ورودی این نرم افزار را داده های سطح زمین و سطوح فوقانی ساعت صفر گرینویچ ایستگاه جو بالای تبریز و خروجی آن را پیش بینی احتمال وقوع یا عدم احتمال وقوع سیل در مناطق تبریز، هریس، بستان آباد، سراب و آذرشهر تشکیل می دهند. این نرم افزار با داده های جوی تک تک روزهای وقوع سیل در سال ۱۳۸۳ آزمایش و ۷ مورد از ۱۵ مورد سیل اتفاق افتاده را پیش بینی نموده است (جدول ۵). قابل ذکر است که در آمار روزهای وقوع سیل در گذشته به دو دلیل محدودیت وجود دارد: الف- هیچ یک از سازمان های ذیربط آمار کاملی از روزهای وقوع سیل در منطقه را در اختیار ندارند؛

ب- برای برخی روزهای وقوع سیل که آمار آنها موجود است، داده های سطوح فوقانی جو (داده های ایستگاه جو بالای تبریز) وجود ندارد.

با توجه به این موضوع، آماری که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته، به ۷۱ روز وقوع سیل محدود شده و نرم افزار یاد شده با داده های ۲۸ مورد وقوع سیل در منطقه تبریز، ۱۵ مورد وقوع سیل در منطقه هریس، ۱۴ مورد وقوع سیل در منطقه بستان آباد، ۸ مورد وقوع سیل در منطقه سراب و ۴ مورد وقوع سیل در منطقه آذرشهر طراحی شده و لازم است برای افزایش دقت عمل، داده های جوی سیل های سال ۸۴ و بعد از آن به برنامه ی پیش بینی سیل اضافه شوند.

منابع

- ۱- بنی حبیب، محمد ابراهیم و همکاران (۱۳۸۳)، گزارش نهایی طرح تحقیقاتی با عنوان کاربرد شبکه عصبی مصنوعی برای پیش‌بینی سیلاب در حوضه آبریز آجی‌چای، شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی و اردبیل، تبریز.
- ۲- بنی هاشمی، سیده معصومه (۱۳۸۳)، مدل‌سازی هیدرولوژیکی حوضه آبخیز با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای (مطالعه موردی حوضه آبخیز نکارود - زیرحوضه لکشا)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.
- ۳- رجبی، معصومه و ساری‌صراف، بهروز (۱۳۸۱)، جغرافیای طبیعی کاربردی، انتشارات دانشگاه تبریز، ۴۴۳، تبریز.
- ۴- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، دفتر نشر فرهنگ اسلامی، تهران.
- ۵- علیزاده، امین و همکاران (۱۳۷۹)، هوا و اقلیم‌شناسی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۱۸۲، مشهد.
- ۶- وزارت نیرو، تماب (۱۳۷۷)، گزارش تلفیق مطالعات منابع آب حوضه آبریز دریاچه ارومیه.
- ۷- قائمی، هوشنگ (۱۳۷۵)، هواشناسی عمومی، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها، تهران.

8. Arlene G. Laing (2004), Cases of Heavy Precipitation and Flash Floods in the Caribbean during El Niño Winters, Journal of Hydrometeorology, Vol. 5, No. 4, pp. 577-594.

9. Kenneth D. LaPenta, Thomas A. Wasula and Matthew J. Novak. (2004), The Eastern New York And Western New England

Floods of 14-17 July 2000, Eastern Region Technical Attachment, No.2004-06, November, 2004.

10. Joseph A Rogash, Jonathan Racy (2002), **Some Meteorological Characteristics of Significant Tornado Events Occurring in Proximity to Flash Flooding**, Weather and Forecasting Volume: 17 Issue: 1 Pages: 155-159

11. Kenneth Westrick, Pascal Storck and Clifford Mass (2001), **Streamflow and Snowpack Forecasting in the Pacific Northwest using MM5 and a Distributed Hydrology Model**, Presented at the MM5 Users' Workshop Foothills Laboratory NCAR June 25 - June 27 2001.

12. R. Romero, C. A. Doswell III and C. Ramis (2000), **Mesoscale Numerical Study of Two Cases of Long-Lived Quasi-Stationary Convective Systems over Eastern Spain**, Monthly Weather Review: Vol. 128, No. 11, pp. 3731-3751.

13. Jerke, Noel. (1999), **Visual Basic 6, The Complete Reference**, McGraw-Hill.

14. Charles A. Doswell III, Clemente Ramis, Romualdo Romero, and Sergio Alonso (1998), **A Diagnostic Study of Three Heavy Precipitation Episodes in the Western Mediterranean Region**, Weather and Forecasting: Vol. 13, No. 1, pp. 102-124.

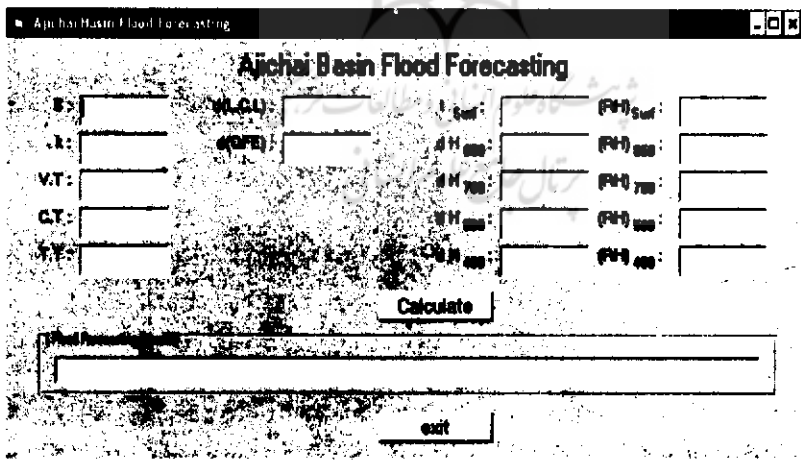
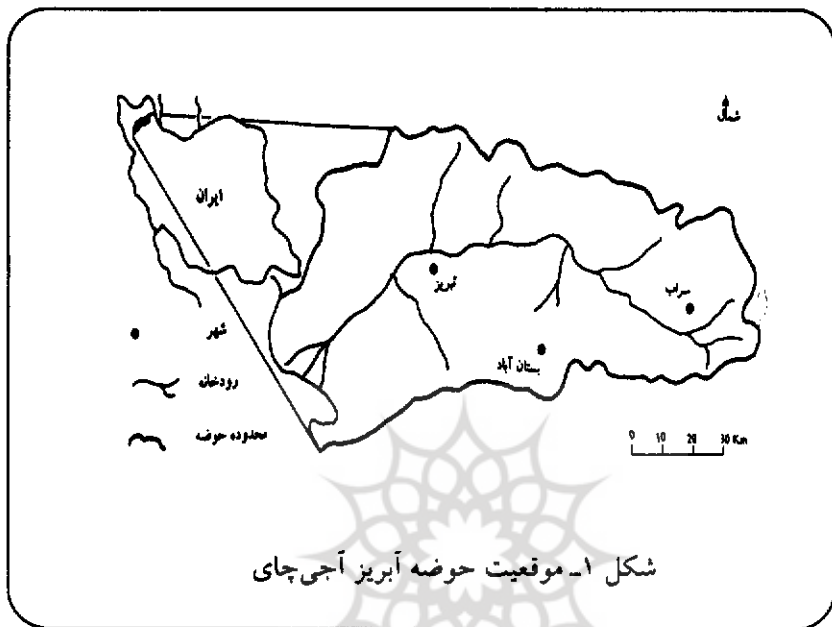
15. Ali Ümran Kömüschü, Ayhan Erkan and Seyfullah Çelik. (1998), **Analysis of Meteorological and Terrain Features Leading to the Izmir Flash Flood**, Natural Hazards 18: 1-25, 1998.

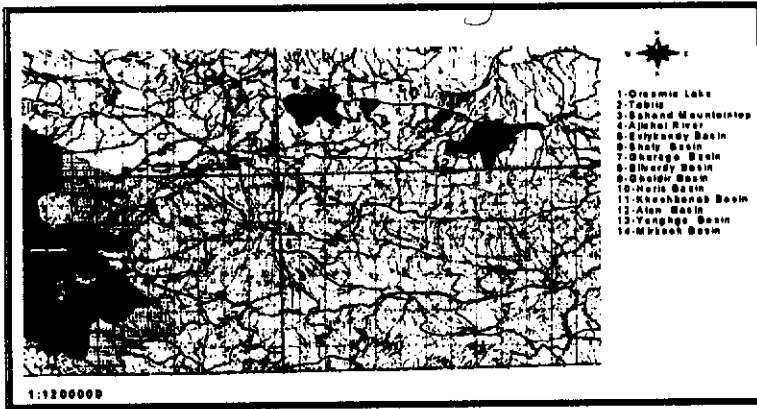
16. Charles A. Doswell III, Harold E. Brooks, and Robert A. Maddox. (1996), **Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology**, Weather and Forecasting: Vol. 11, No. 4, pp. 560-581.

17. Lee W. Larson (1995), **The Great USA Flood of 1993, U.S., Italy Research Workshop on the Hydrometeorology, Impacts, and Management of Extreme Floods, Perugia (Italy), November.**
18. M. Mimikou and D. Koustoyannis (1995), **1994 Extreme Floods in Greece, U.S., Italy Research Workshop on the Hydrometeorology, Impacts, and Management of Extreme Floods, Perugia (Italy), November.**
19. Ven T. Chow, R.David and Larry W. Mays (1988), **Applied Hydrology, McGraw-Hill**
20. H J. Critchfield. (1983), **General Climatology, Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 453 p.**
21. E.M.Wilson.(1983), **Engineering Hydrology, MacMillan Publishers Ltd , London.**



پیوست ها



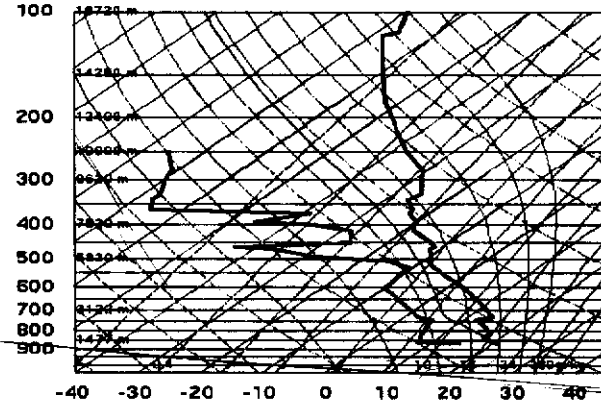


شکل ۳- موقعیت تعدادی از زیرحوضه‌های آجی‌چای



شکل ۴- خطوط همباران حوضه آبریز بیلوردی در تاریخ ۱۳۷۶/۴/۱۵ (ارقام بر حسب میلی‌متر)

40706 OITT Tabriz

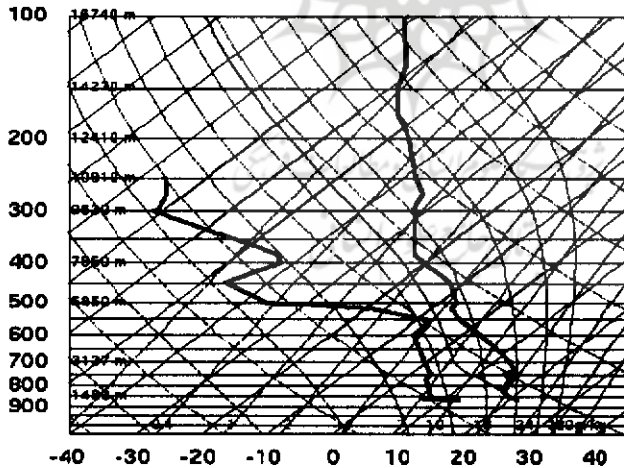


SLAT	38.08
SLOE	48.28
SELV	1381.
SHOW	1.08
LIFT	1.78
LFTV	1.51
EWET	188.9
KINX	24.10
CTOT	17.30
VTOT	28.30
TOTL	48.80
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFV	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	278.2
LCLP	713.8
MLTH	308.3
MLMR	7.77
THCK	-9999
PWAT	19.93

00Z 21 Aug 2003

شکل ۵ - نمودار SkewT-log P ساعت صفر گرینویچ تاریخ ۱۳۸۲/۵/۳۰ (روز وقوع سیل)

40706 OITT Tabriz



SLAT	38.08
SLOE	48.28
SELV	1381.
SHOW	4.05
LIFT	4.18
LFTV	3.71
EWET	188.7
KINX	21.10
CTOT	14.70
VTOT	26.70
TOTL	41.40
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFV	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	277.4
LCLP	703.1
MLTH	306.8
MLMR	7.47
THCK	-9999
PWAT	19.01

00Z 20 Aug 2003

شکل ۶ - نمودار SkewT-log P ساعت صفر گرینویچ تاریخ ۱۳۸۲/۵/۲۹ (روز قبل از روز وقوع سیل)

جدول شماره ۲: محاسبه آب قابل بارش

تاریخ	آب قابل بارش (PW)	تاریخ	آب قابل بارش (PW)	تاریخ	آب قابل بارش (PW)	تاریخ
1996.07.07 ۱۳۷۵/۱/۱۷	۲۲/۱۹	1996.07.08 ۱۳۷۵/۱/۱۸	—	1996.07.05 ۱۳۷۵/۱/۱۵	۲۷/۵۸	1996.07.0 ۱۳۷۵/۱/۱۶
1997.04.24 ۱۳۷۶/۲/۴	۱۲/۸۷	1997.04.25 ۱۳۷۶/۲/۵	—	1996.07.09 ۱۳۷۵/۱/۱۹	۱۹/۶۲	1996.07.1 ۱۳۷۵/۱/۲۰
1997.06.08 ۱۳۷۶/۳/۱۸	۱۲/۸۱	1997.06.09 ۱۳۷۶/۳/۱۹	۱۵/۵۷	1997.06.06 ۱۳۷۶/۳/۱۶	۱۴/۷۵	1997.06.0 ۱۳۷۶/۳/۱۷
1997.07.02 ۱۳۷۶/۳/۱۱	۱۸/۰۸	1997.07.03 ۱۳۷۶/۳/۱۲	۲۱/۸۹	1997.06.30 ۱۳۷۶/۳/۱۹	۲۰/۰۶	1997.07.0 ۱۳۷۶/۳/۱۰
1998.05.10 ۱۳۷۷/۲/۲۰	۲۱/۰۸	1998.05.11 ۷/۲/۲۱	۲۲/۱۹	1997.07.05 ۱۳۷۶/۳/۱۴	۲۷/۲۱	1997.07.0 ۱۳۷۶/۳/۱۵
1998.05.21 ۱۳۷۷/۲/۳۱	۱۴/۳۲	1998.05.22 ۱۳۷۷/۳/۱	۱۶/۸۴	1998.05.19 ۱۳۷۷/۲/۲۹	—	1998.05.2 ۱۳۷۷/۲/۳۰
1998.07.31 ۱۳۷۷/۵/۹	۱۹/۵۱	1998.05.30 ۱۳۷۷/۳/۹	۱۷/۳۳	1998.05.28 ۱۳۷۷/۳/۷	۲۰/۸۵	1998.05.2 ۱۳۷۷/۳/۸
1999.05.03 ۱۳۷۸/۲/۱۳	۱۳/۷۹	1999.03.31 ۱۳۷۸/۱/۱۱	۲۰/۲۹	1999.04.01 ۱۳۷۸/۱/۱۲	۲۴/۲۱	1998.07.3 ۱۳۷۷/۵/۸
1990.05.20 ۱۳۷۸/۲/۳۰	۱۱/۱۴	1999.05.09 ۱۳۷۸/۲/۱۹	۱۴/۷۲	1999.05.10 ۱۳۷۸/۲/۲۰	۱۰/۹۱	1999.05.0 ۷/۲/۱۲
1999.08.17 ۷/۵/۲۲	۱۹/۶۱	1999.07.15 ۱۳۷۸/۱/۲۴	۲۲/۹۴	1999.07.16 ۱۳۷۸/۱/۲۵	۱۲/۱۷	1999.05.1 ۱۳۷۸/۲/۲۹
1999.10.11 ۱۳۷۸/۷/۱۹	۱۹/۱	1999.10.12 ۱۳۷۸/۷/۲۰	۲۷/۴	1999.08.18 ۱۳۷۸/۵/۲۷	۱۹/۳۷	1999.08.1 ۱۳۷۸/۵/۲۵
2001.06.08 ۱۳۸۰/۳/۱۸	۱۲/۰۴	2001.06.09 ۱۳۸۰/۳/۱۹	۲۵/۵۵	2000.07.11 ۱۳۷۹/۴/۲۱	۲۵/۴۲	2000.07.1 ۱۳۷۹/۴/۲۲
2002.05.19 ۱۳۸۱/۲/۲۹	۱۵/۶۶	2002.05.20 ۱۳۸۱/۲/۳۰	—	2001.11.06 ۱۳۸۰/۸/۱۵	۱۴/۳۳	2001.11.0 ۱۳۸۰/۸/۱۶
2002.07.11 ۱۳۸۱/۴/۲۰	۱۹/۵۱	2002.07.08 ۱۳۸۱/۴/۱۷	۲۲/۶۴	2002.07.09 ۱۳۸۱/۴/۱۸	۱۷/۵۵	2002.05.2 ۱۳۸۱/۲/۳۱
2002.07.04 ۸/۱/۱۳	۳۳	2002.07.18 ۱۳۸۱/۴/۲۷	۲۱/۱۹	2002.07.19 ۱۳۸۱/۴/۲۸	۱۹/۱۷	2002.07.1 ۱۳۸۱/۴/۱۹
2002.07.25 ۱۳۸۱/۵/۳	۲۱/۸۸	2002.07.23 ۱۳۸۱/۵/۱	۱۴/۹۵	2002.07.24 ۱۳۸۱/۵/۲	۱۶/۵۷	2002.07.0 ۱۳۸۱/۴/۱۲
2003.04.08 ۱۳۸۲/۱/۱۹	۱۶/۹۹	2003.04.09 ۱۳۸۲/۱/۲۰	۱۰/۸۵	2003.04.05 ۱۳۸۲/۱/۱۶	۱۰/۸۹	2003.04.0 ۱۳۸۲/۱/۱۷
2003.04.20 ۱۳۸۲/۱/۳۱	۵/۶۶	2003.04.13 ۱۳۸۲/۱/۲۴	۱۱/۴۵	2003.04.14 ۱۳۸۲/۱/۲۵	۱۰/۵۱	2003.04.1 ۱۳۸۲/۱/۲۱
2003.04.30 ۱۳۸۲/۲/۱۰	۷/۴۶	2003.04.27 ۱۳۸۲/۲/۷	۱۰/۶۶	2003.04.28 ۱۳۸۲/۲/۸	۱۴/۴۸	2003.04.1 ۱۳۸۲/۱/۳۰
2003.05.17 ۱۳۸۲/۲/۲۷	۱۱/۳۴	2003.05.14 ۱۳۸۲/۲/۲۴	۱۲/۶۴	2003.05.15 ۱۳۸۲/۲/۲۵	۴/۴۱	2003.04.2 ۱۳۸۲/۲/۹