



# مروری بر روش‌های پیش‌بینی و برآورد بارش از طریق داده‌های سنجش از دور

دکتر منوچهر فرج زاده

دانشیار گروه سنجش از دور و GIS دانشگاه تربیت مدرس

علی عزیزی

کارشناس ارشد برنامه‌ریزی و مدیریت محیط زیست دانشگاه تهران

حسین سلیمانی

کارشناس ارشد سنجش از دور و GIS دانشگاه تربیت مدرس

## چکیده

تأثیر مستقیم بارش در زندگی انسان‌ها و نقش آن در توسعه کشورها سبب توسعه روش‌ها و الگوریتم‌های برآورد بارش در میان متخصصان گردیده است. تا چند دهه قبل برای پیش‌بینی بارش از روش‌های سنتی استفاده می‌شد، تا اینکه ظهور ماهواره‌های هواشناسی باعث انقلابی در این زمینه گردید. با توجه به اینکه در کشورهای در حال توسعه و از جمله ایران توزیع ایستگاه‌های هواشناسی و دستگاه‌های باران‌سنج بسیار پراکنده بوده و از طرف مقابل تصاویر سنجنده‌هایی مانند MODIS و AVHRR به صورت رایگان قابل دریافت هستند، فرصت مناسبی برای جبران کمبودها در این زمینه است. با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، امکان برآورد حجم بخار آب قابل بارش با کمک باندهای جذبی بخار آب و باندهای حرارتی در هر زمان و مکان و در هر مقیاسی ممکن است. برای برآورد بارش از تصاویر ماهواره‌ای از الگوریتم‌هایی استفاده می‌شود که با توجه به طول موج مورد استفاده توسط سنجنده‌ها به سه دسته مادون قرمز و مرئی، میکروموج و ترکیبی از دو روش قبلی تقسیم‌بندی می‌گردند. روش‌های مبتنی بر مادون قرمز و مرئی دارای قدرت تفکیک زمانی و مکانی خوبی بوده در حالی که با استفاده از تکنیک‌های میکروموج بارش به صورت مستقیم مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد، با این حال تکنیک‌های مذکور دارای ضعف‌های زیادی بخصوص در مدارهای پایین کره زمین هستند. تکنیک‌های ترکیبی برای جبران ضعف‌های مربوط به هر دو بخش مورد استفاده قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه تصاویر میکروموج در ایران قابلیت دریافت ندارد، بنابراین از دو روش میکروموج و روش‌های ترکیبی نمی‌توان استفاده کرد. به این دلیل در مطالعه حاضر الگوریتم‌های مبتنی بر طول موج‌های مرئی و مادون قرمز بیشتر مورد توجه قرار گرفته است.

## ۱- مقدمه

وجود داده‌های بارش برای پیش‌بینی‌های موبوط به هواشناسی، مدیریت منابع آب، بخش کشاورزی، توریسم، فعالیت‌های دریانوردی و بسیاری زمینه‌های دیگر امری ضروری است. با توجه به اینکه ایران در منطقه‌ای از جهان واقع شده که متوسط بارش سالانه آن کمتر از یک سوم متوسط بارش سالانه جهان است (کردوانی، ۱۳۸۳)، همچنین بارش‌های

صورت گرفته در آن از نظر توزیع مکانی و زمانی بسیار نامناسب بوده تا جایی که در بعضی مناطق، کل بارش یک سال فقط در عرض چند ساعت اتفاق می‌افتد؛ این گونه مسائل مدیریت صحیح منابع آب را در ایران امری ضروری می‌سازد. یکی از ابزارهای مدیریتی در این زمینه، آگاهی از میزان کل آب قابل بارش (TPW) در جو است. تمامی بخار آب موجود در ستونی از جو را که قابلیت بارش دارد، آب قابل بارش کلی گویند. که از آن برای پیش‌بینی سیلاب، سرریز سد‌ها و موجودی مخازن و بسیاری از امور دیگر می‌توان استفاده کرد. آب قابل بارش الزاماً به مفهوم نزولات جوی نخواهد بود. اینکه چه مقدار از این آب به سطح زمین خواهد رسید به بسیاری از پارامترهای دیگر مثل مقدار و نوع هواویزها، دما و فشار جو، جهت و سرعت باد و غیره بستگی دارد (پور باقر کردی، ۱۳۸۸).

برای آگاهی از میزان TPW برای سال‌های زیادی از روش‌های سنتی استفاده می‌گردید، که داده‌های بدست آمده از این روش‌ها علاوه بر اینکه نیاز به صرف هزینه و زمان زیادی دارند، به دلیل ماهیت نقطه‌ای، قابلیت تعمیم ندارند. همچنین در بسیاری از امور مرتبط با هواشناسی، به داده‌های لحظه‌ای و با دقت بالا نیاز است، که داده‌های بدست آمده از این روش‌ها برای این امور ناکافی است. با پرتاب اولین ماهواره هواشناسی به نام Vanguard 2 در تاریخ ۱۷ فوریه ۱۹۵۹ توسط آمریکا و سپس ادامه آن توسط سایر کشورها امیدها برای کاهش یافتن چنین مشکلاتی افزایش یافت. با استفاده از ماهواره‌ها از دورترین نقاط روی کره زمین اطلاعات بدست آمد. همچنین این امکان فراهم گردید که بتوان تولد و مرگ سیستم‌های هواشناسی را به طور کامل مشاهده کرد. یعنی ماهواره‌های هواشناسی، مطالعات سینوپتیکی اقلیمی را ممکن کرد و این امکان را بوجود آورد که اقلیم شناسان، اقلیم را به معنای واقعی کلمه، یعنی به صورت اجتماع همه عناصر تشکیل دهنده آن مطالعه کنند. با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای امکان برآورد حجم بخار آب قابل بارش با کمک باندهای جذبی بخار آب و باندهای حرارتی در هر زمان و مکان و در هر مقیاسی ممکن است. پژوهشگران با تعیین مناطق فاقد ابر روی تصاویر ماهواره‌ای، کل آب قابل بارش را تخمین می‌زنند. بدین طریق قادر به پیش‌بینی وضعیت پتانسیل بارش هستند و در مراحل بعدی (مرحله تراکم و تولید ابر) نیز با در نظر گرفتن فاز ابر(یخی یا آبی بودن) و یکسری اطلاعات کمکی مانند موقعیت جغرافیائی، فصل سال، زمان سال و غیره قادر



توسط سنجنده که از سوی ابرها، بارش و سطح زیرین آن پخش یا منعکس شده، انجام می‌شود (kimani, 2011). روش‌های برآورد بارش با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای نسبتاً پیچیده بوده و عملکرد ضعیفی دارند، که به علت مشکلاتی در زمینه ثبت تغییرات مکانی-زمانی بارش و محدودیت‌های سنجنده‌ها در مشاهده مستقیم متغیرهای مؤثر در شکل‌گیری بارش است. علاوه بر این با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای متغیرهای بدست آمده به صورت تقریبی بوده و بنابراین ارتباط غیرمستقیم و ضعیفی با بارش مشاهده شده خواهند داشت. هدف نهایی برآورد بارش با استفاده از ماهواره‌ها، به دست آوردن اطلاعاتی از رخداد بارش، مقدار و توزیع آن در سطح کره زمین برای اهداف هواشناسی، آب و هواشناسی، هیدرولوژی و علوم محیطی است (masika, 2007). الگوریتم‌هایی که بر پایه برآورد بارش از تصاویر ماهواره‌ای قرار دارند، در سه گروه قابل ارائه هستند:

- تکنیک‌های مبتنی بر داده‌های باندهای مرئی (Visible) و مادون قرمز (infra-red)
- تکنیک‌های مبتنی بر داده‌های میکروموج غیرفعال (Passive microwave)
- تکنیک‌های مبتنی بر ترکیب PMW/IR+VIS

#### ۴- برآورد بارش از طریق روش‌های مبتنی بر تصاویر باندهای مرئی و مادون قرمز

در باند مرئی، رنگ زمینه به قدرت انعکاس (آلبدو) و در باند مادون قرمز به دمای بالایی آن بستگی دارد (کایوانی، ۱۳۸۵). مشاهدات مبتنی بر باند مرئی، معرف ضخامت ابر و مشاهدات مبتنی بر باند مادون قرمز معرف دمای ابر، که آنهم معرف ارتفاع ابر است، می‌باشد. در روش‌های مبتنی بر مادون قرمز فرض بر این است که ابرهای با دمای پایین‌تر دارای ارتفاع و ضخامت بیشتری بوده و منجر به بارش بیشتر خواهند شد، بنابراین از دما یا آلبدو قسمت فوقانی ابرها به عنوان آستانه‌ای برای نسبت دادن بارش استفاده می‌کنند. از مزایای روش‌های مرئی می‌توان به مشاهده الگوی ابرها، سایه ابرها و پایش پوشش برفی و از ایرادات آنها می‌توان به قابلیت ثبت فقط در روز و مشکلاتی در زمینه تشخیص ابر از برف در زمستان و ابرهای با ارتفاع پایین از ابرهای با ارتفاع بالا یا آلبدو یکسان اشاره کرد. همچنین از مزیت‌های روش‌های مادون قرمز می‌توان به تشخیص ابرهای با ارتفاع بالا از ابرهای با ارتفاع پایین، مشاهده طوفان‌ها در شب و تشخیص برف از ابر و از ایرادات آنها به مشکلاتی در زمینه شناخت طوفان‌های تندری از سیروس‌های ضخیم اشاره کرد. این روش‌ها توسط Barret و Martin's در سال ۱۹۸۱ به چهار دسته طبقه‌بندی شده‌اند (Levizzani et al., 2002):

Cloud\_indexing  
bi\_spectral  
life\_history  
cloud model base

که در زیر بطور اختصار معرفی می‌گردند:

#### Cloud-indexing Methods

در این روش از شاخص‌هایی که شامل نوع ابر، مساحت ابر و مدت سردی ابرها (CCD) است استفاده می‌شود. ابتدا نوع ابر و سپس مساحتی

به پیش‌بینی نوع و مقدار بارش می‌باشند (پور باقر کردی، ۱۳۸۸). برای این منظور استفاده از الگوریتم‌هایی که مقدار بارش را به صورت کمی بدست دهد ضروری است. Barret & Martin (۱۹۸۱)، Kidder & Vonder Haar (۱۹۹۵)، Petty (۱۹۹۵) و Levizzani (۱۹۹۸) و Levizzani، همکاران (۲۰۰۱) و Levizzani، همکاران (۲۰۰۲) از جمله محققینی هستند که روی الگوریتم‌های برآورد بارش از تصاویر ماهواره‌ای کار کرده‌اند. هدف مقاله حاضر سعی در ارائه مهم‌ترین الگوریتم‌های برآورد بارش از سنجنده‌های مختلف بوده است.

#### ۲- روش‌های سنتی اندازه‌گیری بارش باران سنج‌ها

از ۴۰۰ سال قبل از میلاد مسیح که اولین اندازه‌گیری‌های ساده بارندگی در هندوستان صورت گرفت، باران‌سنج‌ها در اشکال مختلف برای اندازه‌گیری بارش به صورت نقطه‌ای و مستقیم مورد استفاده قرار می‌گیرند. داده‌های بدست آمده از باران‌سنج‌ها برای مناطق کوچک دارای درجه اعتبار خوبی بوده ولی با توجه به اینکه توزیع باران‌سنج‌ها بسیار متغیر است، شناخت تغییرات شدید مکانی بارش با استفاده از داده‌های بدست آمده از آنها امری مشکل است. همچنین مشکلاتی مانند عدم پوشش بر روی اقیانوس‌ها و مناطق دور دست، اندازه‌گیری نقطه‌ای، انواع مختلف باران‌سنج‌ها و برآورد کم بارش به واسطه تأثیرات باد، توسعه تکنیک‌های جدید را برای برآورد بارش ضروری می‌سازد.

#### راديو ساوندها

راديو ساوند یک سیستم سنجش از راه دور یا تله متری است، که به منظور تعیین مشخصات فیزیکی کمیت‌های جوئی از قبیل درجه حرارت، فشار هوا، رطوبت، سرعت و جهت باد تا ارتفاعات بالا به کار می‌رود. با استفاده از این پارامترها، به طور سنتی و غیرمستقیم، میزان حجم بخار آب جو در ستونی که راديو ساوند در آن حرکت کرده است، برآورد می‌شود. ولی الزاماً برای استفاده در پهنه‌های وسیع‌تر این داده‌ها از دقت لازم برخوردار نیستند. راديو ساوندها فقط در زمان‌های مشخص و معینی، به جو فرستاده می‌شوند، پس برای محاسبه TPW در پهنه‌های وسیع با کمبود داده و یا احتمالاً داده‌های ناقص و احیاناً اشتباه مواجه هستیم. اشتباه در داده‌ها به این دلیل است که راديو ساوندها ممکن است در گذر از ابرها میزان بخار آب جو را به دلیل وجود ذرات بسیار ریز و درحد چند مولکول آب بیش از مقدار واقعی گزارش کنند. از محدودیت‌های دیگر راديو ساوندها، این است که فقط نقاط مشخصی از جو را گمانه‌زنی می‌کنند. با وجود این محدودیت‌ها، از راديو ساوند برای مدلسازی و اعتبارسنجی آب قابل بارش ماهواره‌ای در سطح دنیا استفاده می‌شود (پور باقر کردی، ۱۳۸۸).

#### ۳- برآورد بارش از طریق تکنیک‌های سنجش از دور

توزیع نایکنواخت باران‌سنج‌ها و رادارهای هواشناسی و اندازه‌گیری‌های بسیار محدود بر روی اقیانوس‌ها، استفاده از داده‌های محلی را در سطح کلی محدود می‌سازد. اندازه‌گیری بارش از فضا با تفسیر انرژی دریافت شده



پیدا کرده و در مراحل مرگ آن کاهش پیدا می‌کند و همچنین بین مساحت ابر بر روی تصویر ماهواره‌ای و حجم بارش رسیده به سطح زمین ارتباط وجود دارد (Griffith, 1978). همانگونه که در فرمول زیر دیده می‌شود:

$$R_v = [I_i < \frac{A_e}{A_m} >] A_{m_i} \Delta t H \sum_{i=1}^N a_i b_i] 10^3 \quad (2)$$

که در آن R بارش محتمل،  $f_i$  ضریب بارش نسبت داده شده به ابرها،  $f_i$  مساحتی از تصویر که توسط نوع خاصی از ابر پوشانیده شده است. یکی از محدودیت‌های این روش، ابرهای سیروس هستند که در آستانه دمایی پایین بیشتر نمایان می‌شوند (Kimani, 2011). از تکنیک‌هایی که در این گروه قرار می‌گیرند، می‌توان به GPI, MGPI, AGPI و الگوریتم Rain days اشاره کرد.

از تصویر که توسط ابرها پوشانیده شده است، شناسایی و محاسبه می‌گردد، سپس میزان بارش محتمل برای یک ناحیه از فرمول زیر بدست می‌آید:

$$R = \sum f_i f_i \quad (1)$$

در این روش ابرهای غیربارش‌زا از تصاویر مرئی و ابرهای بارش‌زا از تصاویر مادون قرمز شناسایی می‌شوند. این تکنیک‌ها بر مبنای دو فرض زیر قرار دارند: ۱- ابرهای سرد و روشن دارای احتمال بارش زیادی هستند (کومولونیمبوس) ۲- ابرهای سرد-تیره (سیروس) و روشن اما گرم (استراتوس) دارای احتمال بارش کمتری هستند. تکنیک‌هایی که در این گروه قرار می‌گیرند بر مبنای طبقه‌بندی ابرها و استفاده از داده‌های بدست آمده از رادار و ایستگاه‌های زمینی به عنوان نمونه‌های آموزشی قرار دارند. از روش‌های موجود در این زمینه می‌توان به تکنیک‌های RAINSAT و PP-VNIR اشاره کرد.

### Bi-spectral Methods

در این روش ابرهای غیربارش‌زا از تصاویر مرئی و ابرهای بارش‌زا از تصاویر مادون قرمز شناسایی می‌شوند. این تکنیک‌ها بر مبنای دو فرض زیر قرار دارند: ۱- ابرهای سرد و روشن دارای احتمال بارش زیادی هستند (کومولونیمبوس) ۲- ابرهای سرد-تیره (سیروس) و روشن اما گرم (استراتوس) دارای احتمال بارش کمتری هستند. تکنیک‌هایی که در این گروه قرار می‌گیرند بر مبنای طبقه‌بندی ابرها و استفاده از داده‌های بدست آمده از رادار و ایستگاه‌های زمینی به عنوان نمونه‌های آموزشی قرار دارند. از روش‌های موجود در این زمینه می‌توان به تکنیک‌های RAINSAT و PP-VNIR اشاره کرد.

### Cloud model base techniques

این روش با معرفی فیزیک ابر (توصیف فیزیکی از فرآیند شکل‌گیری بارش) سعی در بهبود کمی فرآیند بازیابی بارش دارد. یکی از روش‌هایی که برپایه این تکنیک قرار دارد، روش CST است، که توسط Negri & Adler در سال ۱۹۸۸ توسعه پیدا کرده است. این الگوریتم بر مبنای دمای درخشندگی ( $T_B$ ) و رویکرد مدل ابر قرار دارد. در این تکنیک با استفاده از مدل تک بعدی ابر (I-D Model) برای بدست آوردن ارتباط بین دمای قسمت فوقانی ابر با ضریب بارش و مساحت ناحیه بارشی استفاده می‌شود. از روش‌های دیگر در این زمینه می‌توان به روش H-S اشاره کرد. در جدول ۱ تعدادی از الگوریتم‌های موجود برای برآورد بارش از تصاویر مادون قرمز و مرئی آورده شده‌اند.

### Life\_history methods

این تکنیک‌ها از داده‌های ماهواره‌های زمین آهنگ (بیش از یک تصویر) استفاده کرده و در مناطق حاره‌ای با بارش همرفتی بهترین نتایج را نشان می‌دهند. در این روش فرض بر این است که مقدار بارش با رشد ابر افزایش

جدول ۱: الگوریتم‌های موجود برای برآورد بارش از تصاویر IR & VIS

شماره	شاخص	الگوریتم	توضیحات	منبع
۱	GPI <sup>5</sup>	$GPI = CF_c \alpha$ $F_c = \frac{\text{total number of cloudy pixels}}{\text{total pixels}}$	که در آن C ضریب ثابت بارش به مقدار 3mm/hr یا 72mm/day، $F_c$ جزئی از پوشش ابر با دمای کمتر از 235 <sup>0</sup> K (بین ۰ و ۱) و $\alpha$ تعداد ساعتی است که $F_c$ محاسبه گردیده است. از اعمال این الگوریتم نتایج زیر بدست آمد: ۱- آستانه دمایی 235 <sup>0</sup> K برای مناطق حاره‌ای و 220 <sup>0</sup> K برای مناطق برون حاره‌ای بهترین نتایج را دارد (آستانه دمایی پایین برای شناخت ابرهای همرفتی از غیر همرفتی در عرضهای جغرافیایی بالا بهترین نتایج را بدست می‌دهد). ۲- تغییرات بسیار زیاد توزیع بارش بواسطه خشکسالی و رویداد ENSO در آمریکای جنوبی در سالهای 83-1982 کاملاً آشکار است. ۳- میزان برآورد بارش در فصلهای گرم بیشتر از بارش مشاهده شده است. الگوریتم GPI در مقیاس زمانی و مکانی بزرگ قابلیت استفاده داشته، همچنین این روش در مناطق با اتمسفر خشک میزان بارش را بیشتر و در مناطق مرطوب کمتر از میزان واقعی آن محاسبه می‌کند. این الگوریتم برای داده‌های بدست آمده از ماهواره‌های زمین آهنگ مورد استفاده قرار می‌گیرد.	Arkin & Meisner (1987)



<p>Anoop Kumar (2011)</p>	<p>که R بارش بدست آمده از الگوریتم GPI, RH رطوبت نسبی, PW آب قابل بارش است. در این روش از رطوبت محیطی به عنوان فاکتوری برای تصحیح الگوریتم GPI استفاده کرده اند. این روش برای تمام فصول و هواشناسی زمین مورد استفاده قرار میگیرد در حالیکه تکنیک GPI فقط برای بارش همرفتی استفاده میگردند. ضریب همبستگی ۰.۶۰۲۲ بین نتایج روش MGPI و باران سنج (ضریب همبستگی GPI و باران سنجها ۰.۴۶۲۰ بدست آمد) نشان دهنده اینست که روش MGPI با حذف بایاس ناخواسته، مقدار بارش را دقیقتر از روش GPI برآورد میکند.</p>	$R = 3F\Delta t$ $PWRH = PW * RH$ $F_{\text{final Rain}} = PWRH * R$	<p>MGPI<sup>۶</sup></p>	<p>۲</p>
<p>Narasim &amp; Mukherjee (2003)</p>	<p>الگوریتم AGPI برای بازیابی بارش از تصاویر ساتلون قرمز ماهواره GMS 5 توسعه پیدا کرده است. در این روش به جای استفاده از ضریب ثابت <math>3\text{mm}/\text{m}^{-1}</math> از ضریب ثابت <math>4\text{mm}/\text{m}^{-1}</math> استفاده گردیده است. بین نتایج بدست آمده از این روش ۰.۶۸٪ با نتایج بدست آمده از باران سنجها همبستگی وجود دارد.</p>	$AGPI = 4Fc^4$ $Fc = \frac{\text{total number of cloudy pixels}}{\text{total pixels}}$	<p>AGPI<sup>۷</sup></p>	<p>۳</p>
<p>NECRI &amp; ADLER (1988)</p>	<p><math>R_{\text{max}}</math> میانگین ضریب بارش, VRR مقدار ضریب بارش لحظه ای خروجی از مدل ابر (Adler &amp; Mack (1984) <math>(A_c)</math>، ناحیه بارشی همرفتی و شعاع جریان رو به بالا (separate radius) در مدل است. از اعمال این روش نتایج زیر بدست آمد: تکنیک CST پارشهای ملایم (<math>&lt;1.0\text{mm}</math>) را بیش از مقدار مشاهده شده نشان میدهد. این موضوع برای بارشهای شدید (<math>&gt;1.0\text{mm}</math>) به صورت معکوس است. ضریب همبستگی بین مشاهدات راداری و روش CST در حدود ۰.۷۶ بدست آمد. نتایج روش CSI با روشهای Grinnin, NAW, Woody و Arkin مورد مقایسه قرار گرفته که میزان RMSD<sup>۸</sup> به ترتیب ۰.۳۹, ۰.۸۱, ۰.۵۵ و ۰.۴۸ بدست آمده است.</p>	$R_{\text{max}} = VRR/A$ $\Lambda = 5\text{m}^2$	<p>CST<sup>۹</sup></p>	<p>۴</p>
<p>Wang &amp; Spencer (1998)</p>	<p>R ضریب بارش <math>H_0(m/\text{m}^{-1})</math> ارتفاع ستون بارش <math>(x\text{m})</math>, LWP مسیر آب صایع <math>(\text{m}^{-2})</math>, <math>CTT_{\text{max}}</math> بیشترین صای قسمت فوقانی ابر, <math>CTT_{\text{pix}}</math> صای قسمت فوقانی ابر برای پیکسل معین. <math>6.5</math> پس ریت بی عرو مرطوب <math>(\text{karvinn}/\text{km})</math> و <math>dh</math> کمترین ارتفاع ستون بارش <math>(x\text{m})</math> است. این الگوریتم برای برآورد شدت بارش از داده های ماهواره های زمین آهنگ استفاده میکند. یکی از محدودیتهای آن قابلیت استفاده در روز است. از اعمال این الگوریتم بر روی داده های بدست آمده از سنجنده SEVIRI میزان بایاس <math>0.1\text{mm}/\text{m}^{-1}</math> و غلطای استاندارد در حدود <math>0.8\text{mm}/\text{m}^{-1}</math> بدست آمد (KIMMIS, 2011).</p>	$R = \frac{(LWP - 100)^2}{H}$ $H = \frac{(CTT_{\text{max}} - CTT_{\text{pix}})}{6.5} + dh$	<p>PP-VNIR<sup>۱۰</sup></p>	<p>۵</p>
	<p>RR ضریب بارش کلی <math>(\text{mm}/\text{m}^{-1})</math>, <math>R_C</math> ضریب بارش همرفتی, <math>R_n</math> ضریب بارش غیر همرفتی, Z مقدار استاندارد, <math>T_0</math> صای درخشندگی (10.8) <math>\mu\text{m}</math> به کلونین, <math>R_{\text{max}}</math> بیشترین</p>	$RR = \frac{R_C \times Z^2 + R_n(1.5 - Z)^2}{Z^2 + (1.5 - Z)^2}$		



Scortino & Kutigowski (2003)	ضریب بارش همرفتنی فرضی است. میانگین دما در $10.8 \mu m$ و $\sigma$ انحراف معیار است. این روش از داده های IR برای بازیابی بارش استفاده کرده و از قابلیت های این روش میتوان به حذف تاثیر ابرهای سیروس و قابلیت استفاده در روز و شب اشاره کرد.	$R_C = 1.1183 \times 10^{11} \exp(-0.036382 T_b^{1.2})$ $R_n = 250 - T_b \times \frac{R_{max}}{5}$ $Z = \frac{\mu - T_{10.8}}{\sigma}$	Hydro-Estimator (H_E)	6
در بافر کردی (1388) مایشی و همکاران (1389)	که در آن $\theta$ زاویه سمت السراس ماهواره، $\theta_0$ زاویه سمت السراس غورشید، TPW یا آب قابل بارش کلی در مسیر اپتیکی منسور غورشید-زمین بر حسب سینوس، $\alpha$ و $\beta$ ضرایب ثابتی که بستگی به نوع پوشش سطحی داشته، $T_w$ شفافیت جو برای بخار آب و $\rho^*$ بازتابندگی ظاهری محاسبه شده در بالای جو برای هر باند است. از اعمال این الگوریتم نتایج زیر بدست آمده است: 1- TPW استخراج شده از نسبت های باندی 18 به 2 و 19 به 2 به ترتیب 0.84 و 0.81 درصد با TPW محاسبه شده از داده های رادار میسازند همخوانی دارند. 2- نسبت باندی 17 به 2 برای شرایط جو مرطوب مناسب می باشد. 3- رابطه معکوس بین نسبت بازتابندگی باندی و آب قابل بارش حاصل از نسبت های باندی وجود دارد.	$TPW = \left( \frac{\alpha - L_n T_w}{\beta} \right)^2 \times \left( \frac{1}{\cos \theta_0} + \frac{1}{\cos \theta} \right)$ $T_w \left( \frac{940}{865} \right) = \rho_{0.915-0.965}^* / \rho_{0.845-0.885}^*$ $\rho^*(\lambda) = \frac{L_{(sensor)}(\lambda)}{L_{(sun)}(\lambda)}$	Near-IR MODIS	7
Satorra et al (2003)	$W_{RT}$ محتوای بخار آب اتمسفر ( $g/cm^2$ )، $L_{22}$ و $L_{32}$ و $L_{26}$ رادیانس اندازه گیری شده در باندهای 22 ( $\lambda=0.868 \mu m$ )، 26 ( $\lambda=0.939 \mu m$ ) و 32 ( $\lambda=1.037 \mu m$ ) سنجنده DAIS <sup>11</sup> میباشد. در این الگوریتم فرض بر اینست که مقدار رادیانس عبوری از باند بخار آب از طریق اندازه گیری میزان رادیانس در باندهای 26 و مقایسه آن با باند غیر جذبی قابل برآورد است. از اعمال این الگوریتم بر روی داده های بدست آمده از سنجنده مذکور، میزان خطای کلی $0.06 g/cm^2$ و RMSD در حدود کمتر از $0.1 g/cm^2$ بدست آمد. (NEZ- MUNOZ, 2005)	$W_{RT} = 1.64 \left( \frac{0.58L_{22} + 0.42L_{32}}{L_{26} - 1.95} \right)$	RT <sup>11</sup>	8
Czajkowski et al (2002)	$W_{SW}$ محتوای بخار آب اتمسفر ( $g/cm^2$ )، $T_i$ و $T_j$ دمای درخشندگی اندازه گیری شده توسط سنجنده در باندهای متفاوت مادون قرمز است. در این روش فرض بر اینست که میزان تضعیف تابش گسیل شده از زمین توسط اتمسفر از اختلاف رادیانس اندازه گیری شده بین دو باند حرارتی به صورت همزمان قابل محاسبه است. از اعمال این تکنیک روی سنجنده DAIS و مقایسه آن با داده های رادار میسازند میزان RMSD در حدود $0.16 g/cm^2$ بدست آمد. (NEZ- MUNOZ, 2005)	$W_{SW} = a + b(T_i - T_j)$	SW <sup>12</sup>	9
	که $T_i$ و $T_j$ قابلیت عبور در باند حرارتی، $N$ تعداد پیکسل های همسایه پیکسل $K$ ، $\bar{T}$ میانگین دمای درخشندگی $N$ پیکسل مشخص و $E$ قابلیت انتشار سطح زمین است. این الگوریتم بر مبنای ولریانس و کوواریانس دمای درخشندگی اندازه گیری شده توسط دو باند مادون قرمز قرار دارد. این تکنیک به تعداد			



<p>Sobriño et al (1994) Li et al. (2003)</p>	<p>پیکسل‌های پنجره مورد استفاده وابسته بوده و در جایی که بین پیکسلها تغییرات کمی وجود داشته باشد، میزان RMSD افزایش پیدا میکند. از اعمال این الگوریتم بر روی داده های بدست آمده از DAIS و مقایسه آن با داده های راداروساوند میزان RMSD در حدود <math>0.4 \text{ g/cm}^2</math> بدست آمد. میزان RMSD توسط Sobriño et al (1994) در حد <math>0.5 \text{ g/cm}^2</math> و توسط Li et al (2003) در حدود <math>0.2 \text{ g/cm}^2</math> بدست آمده است (NEZ-MUNOZ, 2005).</p>	$W_{SVCVR} = a + b R_{ji}$ $R_{ji} = \frac{\epsilon_j}{\epsilon_i} \times \frac{\tau_j}{\tau_i}$ $= \frac{\sum_{k=1}^N (T_{i,k} - \bar{T}_i)(T_{j,k} - \bar{T}_j)}{\sum_{k=1}^N (T_{i,k} - \bar{T}_i)^2}$	<p>SVCVR<sup>14</sup> Technique</p>	<p>10</p>
<p>Fischer (1989) Bertach (1996) Bertach et al. (1997)</p>	<p>که مقدار بخار آب، <math>L_{ch14}</math>، <math>L_{ch15}</math> و رانایانس اندازه گیری شده از باندهای 14 و 15 سنجنده MERIS، <math>K_0</math>، <math>K_1</math>، <math>K_2</math> ضرایب ثابت هستند. ضرایب ثابت برای سطوح اقیانوسی به عمق نوری هواویزها و برای سطح زمین به فشار هوا بستگی دارد. از اعمال این الگوریتم بر روی داده های بدست آمده از باندهای 14 (890 nm) و 15 (900 nm) سنجنده MERIS میزان صحت تولیدات در سطح زمین <math>1.6</math> و <math>2.6 \text{ g/cm}^2</math> در سطوح آبی بدست آمد (Fischer et al., 1997).</p>	$W = K_0 + K_1 \log \left( \frac{L_{ch15}}{L_{ch14}} \right) + K_2 \log^2 \left( \frac{L_{ch15}}{L_{ch14}} \right)$	<p>ATBD Algorithm</p>	<p>11</p>
<p>INOUE &amp; AOKI (1982)</p>	<p>که <math>R</math> تخمین آب قابل بارش، <math>S_y</math> ماتریس کورلشن <math>\sigma_2</math> انحراف معیار خطای اندازه گیری در دمای درخشندگی اندازه گیری شده توسط سنجنده <math>(T_{11})</math>، <math>T_S^0</math> تابع شفافیت جو در سطح زمین و <math>T_B^0 = T_B - \Delta T_B</math> و <math>T_B^0</math> دمای درخشندگی اولیه فرض است. از این تکنیک برای بازیابی کل آب قابل بارش بر روی اقیانوسهای مناطق حاره ای با کمک باند فرورسرخ (1.0 تا 1.2 میکرومتر) ماهواره GMS مورد استفاده قرار گرفته و از مقایسه نتایج آن با داده های رادار سوند میزان RMS در حدود <math>0.53</math> گرم بر سانتی متر مربع بدست آمده است.</p>	$R = S_y K^t (K S_y K^t + \sigma_2^2)^{-1} \Delta T_B$ $K_1 = \frac{\partial T}{\partial \rho} D_p + \tau_S^0 \ln \tau_S^0 [T_S^0 - T^0(\rho_S)]$	<p>GMS</p>	<p>12</p>
<p>Cheniers et al (1987)</p>	<p><math>\Delta \alpha</math> اختلاف جلی بین دو باند بخار آب، <math>\Delta k</math> اختلاف جلی بین دو باند ناشی از سایر گازهاست، <math>\theta</math> زاویه سمت السراس ماهواره، <math>T</math> دمای درخشندگی و <math>T_{air}</math> میانگین دمای هوا است. این تکنیک بر روی داده های بدست آمده از ماهواره GOLS-9 و MTSAT-1R اعمال گردیده و نتایج آن با راداروساوند مورد مقایسه قرار گرفته است. برای ماهواره GOLS-9 میزان RMSD <math>0.72 \text{ cm}</math> و ضریب همبستگی <math>0.76</math> و برای ماهواره MTSAT-1R میزان RMSD <math>0.94 \text{ cm}</math> و ضریب همبستگی در حدود <math>0.78</math> بدست آمد (Kwang-Moo Lee, 2006).</p>	$TPW = \frac{1}{\Delta \alpha} \left\{ \frac{1}{\sec \theta} \ln \left[ \frac{T_{11}^* - T_{air}}{T_{12}^* - T_{air}} \right] - \Delta k \right\}$	<p>Satellite method</p>	<p>13</p>
	<p>که در اینجا R بارش محتمل، CCD مثلث سردی ایرها، <math>\theta</math> و <math>\Delta k</math> مقادیر ثابتی هستند که از مقایسه تصویر CCD با داده های باران سنجهها بدست می آید. این الگوریتم برای برآورد</p>			



Muhammad Mustafizhan (1998) Crawford et al (2010)	بارش از ماهواره MSG در منطقه آفریقا توسط دانشگاه Reading توسعه پیدا کرده است. در این روش مقدار بارش مستقیماً به دمای قسمت بالایی ابرهای همرفتی بستگی دارد. مقایسه داده های بدست آمده از این الگوریتم در منطقه غرب آفریقا (Senegal) میزان RMSE 21.7 و ضریب همبستگی 0.80 بدست آمد.	$R = a_1 CCD + a_0$ $R = 0 \text{ when } CCD = 0$	TAMSAT <sup>12</sup>	۱۴
Gustaf (1995)	که $F_n$ گرمای محسوس، $r$ حجم نوده هوا، $C_p$ حرارت هوا، $n$ ضریب تبدیل، $T_s$ دمای سطح زمین، $T_a$ دمای هوا، $O_c$ فرکانس قسمت بالایی ابر $n$ و $a$ ضرایب ثابت هستند این تکنیک برای بازیابی بارش از روی تصاویر Microwave در منطقه آفریقا توسعه پیدا کرده و بر مبنای اصول زیر قرار دارد: ۱- میلان انرژی، که ارتباط بین گرمای محسوس و تبخیر-تعرق	$F_n = r C_p n (T_s - T_a)$ $P_n = a O_c + b (T_s - T_a) + c$	ORSTOM technique	۱۵

قرار می‌دهد. بین فرکانس‌های 19.3-85.5GHz بهترین محدوده اخذ تصاویر میکروموج فعال بوده و در این محدوده امواج با پدیده‌های هواشناختی (باران، برف، نگرگ و ...) بر هم کنش خوبی دارند (kimani, 2011).

#### جدول ۲: الگوریتم‌های CCD برای برآورد بارش

شماره	الگوریتم	RE	RMSE	Rvar
۱	$23.889 * CCD - 0.8494$	0.66	6.82	0.32
۲	$2 * 10^{24} T_{min}^{-10.104}$	0.55	7	0.16
۳	$35.28 + 15.55 * CCD - 0.15 * T_{min}$	0.64	6.59	0.37
۴	$32.959 * CCD + 4.2181$	0.56	10.74	0.32
۵	$4 * 10^{27} * T_{min}^{-11.398}$	0.48	10.25	0.54
۶	$72.82 + 16.81 * CCD - 0.3 * T_{min}$	0.57	9.92	0.61
۷	$13.858 * CCD + 1.727$	0.53	5.28	0.22
۸	$5 * 10^{35} T_{min}^{-14.962}$	0.53	5.58	0.71
۹	$54.72 + 3.42 * CCD - 0.22 * T_{min}$	0.48	4.6	0.41
۱۰	$16.147 * CCD + 2.4117$	0.71	9.59	0.02
۱۱	$6 * 10^{22} * T_{min}^{-9.4653}$	0.64	9.3	0.11
۱۲	$44.56 + 6.95 * CCD - 0.18 * T_{min}$	0.68	8.1	0.22
۱۳	$30.64 + 12.66 * CCD - 0.19 * T_{min} + 0.006 Elv$	0.62	7.44	0.34

با توجه به اینکه سطح دریا دارای قابلیت نشر<sup>۲۰</sup> پائینی است ( $\theta=0.4$ )، بارش باعث افزایش تابش رسیده به سنجنده می‌شود ( $\theta=0.8$ ). همچنین سطح دریا با قطبش بالا<sup>۲۱</sup> از بارش با قطبش پایین تباين خوبی را نشان می‌دهند. بنابراین برآورد بارش از سطوح آبی بر پایه نشر در فرکانس‌های کمتر از 20GHz قرار دارد. در حالیکه سطح زمین دارای قابلیت نشر بالا و متغیر ( $\theta=0.7-0.9$ ) با قطبش پائینی است. بارش باعث افزایش انرژی تابشی در سطح زمین شده،

قابل ذکر است که الگوریتم‌های Split-widow, GMS, SWCVR و SW از طول موج‌های مادون قرمز حرارتی و الگوریتم‌های ATBD, RT و Near-IR از طول موج‌های مادون قرمز انعکاسی استفاده می‌کنند. از روش‌های دیگری که برای برآورد بارش روزانه مورد استفاده قرار می‌گیرد روش موسوم به CCD است که بزرگ‌ترین محدودیت آن استفاده از مدت و دوام ابرها<sup>۱۶</sup> است. همچنین در برآورد بارش از ابرهای همرفتی با بارش شدید این روش دارای ضعف است. در این روش نیز مانند سایر روش‌های مادون قرمز از آستانه دمایی برای برآورد بارش روزانه استفاده می‌شود، که برای فصل‌ها و موقعیت‌های جغرافیایی متفاوت تغییر پیدا می‌کند (Almesege, 2007). جدول ۲ عملکرد معادلات برآورد بارش را بر مبنای  $T_{min}$ <sup>۱۷</sup> و  $CCD$  نشان می‌دهد. عملکرد این روش‌ها با استفاده از خطای نسبی<sup>۱۸</sup> (RE)، انحراف معیار (RMSE) و واریانس نسبی<sup>۱۹</sup> (Rvar) ارزیابی گردیده است. مقدار مورد انتظار برای RE نزدیک بودن به صفر و برای Rvar نزدیک بودن به عدد یک است. همانطوری که مشاهده می‌گردد، زمانی که از هر دو متغیر CCD و  $T_{min}$  استفاده می‌شود، مقدار Rvar و RMSE نسبت به زمانی که فقط از یک متغیر استفاده می‌گردد، به مقادیر مورد انتظار خود نزدیک هستند.

#### ۵- برآورد بارش از طریق تکنیک‌های مبتنی بر داده‌های میکروموج غیر فعال (Passive Microwave)

در طیف‌های مرئی و مادون قرمز، ابرها به صورت تیره بوده بارش از ساختار قسمت فوقانی ابرها استخراج می‌شود. در فرکانس‌های میکروموج، اجزاء بارش منبع اصلی تضعیف تابش هستند، بنابراین تکنیک‌های مبتنی بر میکروموج فعال بیشتر از تکنیک‌های مبتنی بر تصاویر بانده مرئی و مادون قرمز، بارش را به صورت مستقیم اندازه‌گیری می‌کنند. تکنیک‌های میکروموج فعال بر مبنای این اصل استوار هستند که تابش گسیل شده از پدیده‌های هواشناختی متأثر می‌شوند، بدین صورت که تشعشع باعث افزایش تابش، جذب و پخش باعث کاهش انرژی می‌شود. نوع و اندازه پدیده‌های هواشناختی به فرکانس تابش دریافت شده بستگی دارد. در فرکانس‌های بالاتر از 60GHz پخش یخ مسلط بوده و باران و سایر پدیده‌های جوی شناسایی نمی‌شوند. در فرکانس‌های کمتر از 22GHz پدیده جذب، امواج تابشی را تحت تأثیر



از قبیل اندازه‌گیری بارش به صورت غیرمستقیم، برآورد زیاد بارش در مورد این روش‌ها وجود دارد.

قدرت تفکیک مکانی و زمانی بالای ماهواره‌های زمین آهنگ و اندازه‌گیری مستقیم بارش توسط تکنیک‌های میکروموج فعال انگیزه‌ای برای ترکیب روش‌های برآورد بارش می‌باشد.

برای غلبه بر ضعف برآورد بارش از منبع منفرد ترکیب اندازه‌گیری‌های صورت گرفته از سنجنده‌های مختلف تنها راه امید بخش است. در این روش‌ها مقدار بارش از ترکیب دمای درخشندگی اندازه‌گیری شده توسط ماهواره‌های زمین آهنگ در محدوده مادون قرمز و ضریب بارش بدست آمده از سنجنده‌های میکروموج بدست می‌آید. ایده اصلی برای این کار عملکرد بهتر سنجنده‌های میکروموج که به طور پیوسته از مکان مشخص عبور می‌کنند و تصحیح دمای اندازه‌گیری شده از تصاویر IR در فواصل زمانی ۱۵-۳۰ دقیقه است. در جدول ۵ به تعدادی از تکنیک‌های مبتنی بر ترکیب IR/VIS و MW اشاره شده است:

از تکنیک‌های دیگر در این زمینه می‌توان به EURAINSAT, MSG-MW, EUMETSAT(MPE), PERSIANN. و غیره اشاره کرد.

### نتیجه‌گیری

به دلیل اهمیت زیاد بارش در زمینه‌های گوناگون از چندین دهه قبل انواع روش‌های برآورد بارش از تصاویر ماهواره‌ای در میان متخصصان توسعه پیدا کرده است. در این مقاله ۲۸ الگوریتم IR+VIS، ۱۴ الگوریتم بر مبنای فرکانس‌های MW و ۲ الگوریتم از روش‌های ترکیب MW/IR+VIS به همراه نتایج مربوطه ارائه و معرفی گردیده است. از نتایج بدست آمده می‌توان نتیجه‌گیری کرد که مقدار کل بخار آب ستون جو از مقایسه بین

در حالی که در همان حال جذب باعث بوجود آمدن خطا در شناسایی نواحی بارشی می‌شود، بنابراین برای برآورد بارش از سطح زمین از پدیده پخش در فرکانس‌های بالاتر از 60GHz استفاده می‌شود. از معایب تکنیک‌های مبتنی بر میکروموج فعال می‌توان به قدرت تفکیک زمانی و مکانی پایین، داشتن پوشش کم در مناطق دوردست و اقیانوس‌ها، تخصص‌طلبی و هزینه زیاد آن بخصوص در کشورهای جهان سوم اشاره کرد. در جدول ۳ برخی از تکنیک‌های مورد استفاده برای برآورد بارش ارائه شده است:

یکی از مهم‌ترین سنجنده‌هایی که برای برآورد بارش در محدوده میکروموج فعال مورد استفاده قرار می‌گیرد، سنجنده SSM/I<sup>۱۶</sup> است، این سنجنده در چهار فرکانس مختلف (19.35, 22.235, 37, 85.5 GHz) با پهنای تصویر برداری Km ۱۴۰۰ و قطبیدگی خطی عمودی و افقی در تمام فرکانس‌ها به جز باند بخار آب (22.235GHz) با قطبیدگی عمودی اقدام به جمع‌آوری داده می‌کند.

در برآورد بارش از سطح اقیانوس‌ها پدیده‌هایی مانند دمای سطح دریا، سرعت باد، مسیر آب مایع و ساختار بخار آب جو بر روی نتیجه بدست آمده تأثیر می‌گذارد. مطالعات نشان داده است که با وجود عوامل تأثیرگذار بر برآورد بارش ترکیب باندهای 22GHz (خط جذب بخار آب)، 37GHz (حساس به مسیر آب مایع) و 19GHz (حساس به لایه سطحی) بهترین نتایج را می‌دهد. الگوریتم‌های جدول ۴ برای برآورد بارش از تصاویر سنجنده استفاده می‌شوند (BYUNG-JU SOHN, 2003).

### ۶- برآورد بارش از طریق تکنیک‌های مبتنی بر ترکیب روش‌های مادون قرمز/مربنی و میکروموج

با اینکه تکنیک‌های مادون قرمز دارای مقیاس زمانی خوبی بوده و تغییرات بارش به صورت روزانه قابل مطالعه است، با وجود این نگرانی‌هایی

جدول ۳: الگوریتم‌های موجود برای برآورد بارش در محدوده میکروموج از انواع ماهواره‌ها

شماره	ماهواره یا سنجنده مورد استفاده	الگوریتم	توضیحات	منبع
۱	Modis Cloudsat	$\ell = \int_0^{\infty} \rho \omega N(r) \frac{4}{3} \pi r^3 dr$ $N(r) = \frac{N_T}{\sqrt{2\pi\sigma} \log r} \exp\left[-\frac{\ln(r/r_g)}{2\sigma_{\log}^2}\right]$ $r_g = \frac{\int_0^{\infty} N(r)r^3 dr}{\int_0^{\infty} N(r)r^2 dr}$	$\ell$ محتوای آب مایع، که $\rho\omega$ چگالی آب، $r_g$ شعاع مؤثر قطرات و $N(r)$ تعداد ذرات با شعاع $r$ است. این الگوریتم برای بازیابی بارش از تصاویر Modis و Cloudsat مورد استفاده قرار می‌گیرد.	Austin (2002)
۲	Cloudsat	$R = -0.13431 + (-0.05859 IWC) + (0.46235 IWC) + (0.02004 RE)$ $IWC^{22} = P_i \frac{\pi}{6} n_p(D) D^3 dD$ $IWP^{23} = \int_{Z_{base}}^{Z_{top}} IWC(Z) dZ$	$R$ بارش بدست آمده از رادار (mm/h)، $IWC$ محتوای یخ آب، $IWP$ مسیر یخ آب، $RE$ شعاع مؤثر، $P_i$ چگالی یخ، $D$	Edward L. Amani (2010) Benedetti





et al (2003)	قطر ذرات و Z بازتاب پذیری را فاری است. این الگوریتم برای بازیابی بارش از تصاویر ماهواره Cloudsat مورد استفاده قرار میگیرد.	$RE^{24} = \frac{1}{2} \times \frac{\int_0^{\infty} n_r(D) D^3 dD}{\int_0^{\infty} n_v(D) D^3 dD}$		
Willet & Chang (1980)	که WV محتوای بخار آب ( $g/cm^2$ ) و $\theta$ زاویه فرود (درجه) است. از مقایسه نتایج این الگوریتم با رادیوسوند میزان ضریب همبستگی ۰.۹۴۶، RMS، ۰.۵ و Bias در حدود ۰.۸- (بدون تصحیح دمای درخشندگی) بدست آمد (Lojou et al, 1994).	$WV = -9.784 + 5.361 \ln(280 - T_B^{18H}) + 6.927 \ln(280 - T_B^{18V}) - 6.081 \ln(280 - T_B^{21H}) - 4.518 \ln(280 - T_B^{21V}) + 0.039\theta$	SMMR <sup>79</sup>	۳
Lojou et al. (1994)	از این الگوریتم برای بازیابی مقدار بخار آب ( $g/cm^2$ ) در محدوده 18-40 GHz استفاده میشود.	$WV = 4.526 + 4.515 \ln(280 - T_B^{18H}) + 1.694 \ln(280 - T_B^{18V}) - 6.21 \ln(280 - T_B^{21H}) - 2.162 \ln(280 - T_B^{21V}) + 1.485 \ln(280 - T_B^{37H}) - 0.2038 \ln(280 - T_B^{37V})$	SMMR	۴
Lojou et al. (1994)	از این الگوریتم برای بازیابی مقدار آب مایع ( $mg/cm^2$ ) در محدوده 18-40 GHz استفاده میشود.	$LW = 1350.9 - 64.45 \ln(280 - T_B^{18H}) - 227.5 \ln(280 - T_B^{18V}) + 112.4 \ln(280 - T_B^{21H}) - 14.41 \ln(280 - T_B^{21V}) - 48.27 \ln(280 - T_B^{37H}) - 48.08 \ln(280 - T_B^{37V})$	SMMR	۵

جدول ۴: الگوریتم‌های موجود برای برآورد بارش از سنجنده SSM/I

منبع	جزئیات و نتایج	الگوریتم	شاخص	شماره
Atishouse et al. (1990)	این الگوریتم از الگوریتم $C_{at} V_{at}$ اشتقاق یافته است. این روش آب قابل بارش زیاد را کمتر و آب قابل بارش کم را بیشتر از حد واقعی آن برآورد میکند. از مقایسه این تکنیک با داده های بدست آمده از رادیو سوند میزان RMS، ۲.۵۵ و Bias در حدود ۰.۰۲ بدست آمد.	$PW = 232.894 - 0.149 T_B(19V) - 1.829 T_B(22V) - 0.37 T_B(37V) + 0.0062 [T_B(22V)]^2$	ALI statistical algorithm	۱
Tjokkos et al. (1991) Stephens et al. (1994)	که $\epsilon_S$ شدت نشر (emittance) سطح اقیانوس و $K_{19}^{WV}$ ضریب جذب مؤثر بخار آب در 19 GHz و $T_S$ دمای سطح زمین و $\mu$ کسینوس زاویه تابش سنجنده و $T_{19}^{OXY}$ قابلیت عبور $O_2$ است. الگوریتم GRE بر مبنای رابطه غیر خطی $PW = 19GHz[\Delta T_B(19) = T_B(19V) - T_B(19H)]$ قرار دارد. از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از رادیوسوند میزان RMS، ۲.۹۷ و Bias در حدود 1.15 بدست آمد.	$PW = - \left[ \frac{\mu}{2K_{19}^{WV}} \right] \ln \{ \Delta T_B(19) / [T_S(\epsilon_{S19H} - \epsilon_{S19V}) (T_{19}^{OXY})^2] \}$	GRE physical algorithm	۲
Lojou et al. (1994)	$T_B$ قبل از استفاده باید کالیبره شده و این الگوریتم از مدلهای پیش بینی هوا ( $T-a$ ) استفاده و برای بازیابی بخار آب استفاده میشود. از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از	$W_v = 20.75 + 2.582 \ln [280 - T_B(19H)] - 0.3919 \ln [280 - T_B(19V)] - 3.61 \ln [280 - T_B(22V)]$	LOJ statistical algorithm	۳



	بیشتر از حد واقعی آن برآورد میکنند. از مقایسه این تکنیک با داده های بدست آمده از راديو سوند میزان RMS، ۲.۵۵ و Bias در حدود ۰.۰۲ بدست آمد.	$1.829 T_B(22V) - 0.37 T_B(37V) + 0.0062 [T_B(22V)]^2$		
Tjames et al. (1991) Stephens et al. (1994)	که $\epsilon_S$ شدت نشر (emittance) سطح اقیانوس و $K_{19}^{WV}$ ضریب جذب مؤثر بخار آب در 19 GHz و $T_S$ دمای سطح زمین و $\mu$ کسینوس زاویه تابش است. الگوریتم GRE برای $T_B(19V)$ و $T_B(37V)$ قابلیت عبور $O_2$ است. الگوریتم GRE بر مبنای رابطه غیر خطی $PW = -\left[\frac{\mu}{2K_{19}^{WV}}\right] \ln\{\Delta T_B(19)/[T_S(\epsilon_{S19H} - \epsilon_{S19V})(T_{19}^{OXY})^2]\}$ و قطبش باند $T_B(19H)$ قرار دارد. از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از راديو سوند میزان RMS، ۲.۸۷ و Bias در حدود 1.15 بدست آمد.	$PW = -\left[\frac{\mu}{2K_{19}^{WV}}\right] \ln\{\Delta T_B(19)/[T_S(\epsilon_{S19H} - \epsilon_{S19V})(T_{19}^{OXY})^2]\}$	GRE physical algorithm	۲
Lojouet et al. (1994)	$T_B$ قبل از استفاده باید کالیبره شده و این الگوریتم از مدل های پیش بینی هوا (T-q) استفاده و برای بازیابی بخار آب استفاده میشود. از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از راديو سوند میزان RMS، 2.66 و Bias در حدود -0.12 بدست آمد.	$W_v = 20.75 + 2.582 \ln [280 - T_B(19H)] - 0.3919 \ln [280 - T_B(19V)] - 3.61 \ln [280 - T_B(22V)] + 2.729 \ln [280 - T_B(37H)] - 0.5118 \ln [280 - T_B(37V)]$	LOJ statistical algorithm	۳
Lojouet et al. (1994)	برای برآورد آب مایع مورد استفاده قرار میگیرد. $T_B$ از طریق شبیه سازی بر مبنای مدل ECMWF بدست می آید.	$PW = 1085.3 - 29.38 \ln [280 - T_B(19H)] - 191.7 \ln [280 - T_B(19V)] + 92.94 \ln [280 - T_B(22V)] - 49.61 \ln [280 - T_B(37H)] - 51.44 \ln [280 - T_B(37V)]$	LOJ statistical algorithm	۴
Pociv (1994)	برای بازیابی بارش در روی اقیانوسها توسعه پیدا کرده است. از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از راديو سوند میزان RMS، 2.48 و Bias در حدود 0.46 بدست آمد. در این روش چنانچه $k = T_{19V} - T_{19H} < 15$ باشد، الگوریتم مورد استفاده قرار نمیگیرد (Pociv, G. W، ۱۰۶).	$PW = 174.1 + 4.638 \ln [300 - T_B(19V)] - 61.76 \ln [300 - T_B(22V)] + 19.58 \ln [300 - T_B(37H)]$	PET statistical algorithm	۵
Schussel and Emery (1990)	برای کاربرد های جهانی SSM/I و بر مبنای استفاده از مدل RTE توسعه پیدا کرده است. از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از راديو سوند میزان RMS، 2.5 و Bias در حدود -1.37 بدست آمد.	$PW = 23.82 - 4.059 \ln [280 - T_B(22V)] + 0.02451 \ln [280 - T_B(22V)] - T_B(37V)$	S&E statistical algorithm	۶
Wentz 1995	در این الگوریتم از دو باند ۱۹ و ۲۲ سنجنده SSM/I استفاده میشود. از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از راديو سوند میزان RMS، ۲.۴۶ و Bias در حدود -0.82 بدست آمد.	$PW = 88.76 + 43.289 \ln [290 - T_B(19V)] - 62.217 \ln [290 - T_B(22V)]$	WEN-OS statistical algorithm	۷
Wentz (1992)	$T_{22}^{oxy}$ و $T_{37}^{oxy}$ عمق نوری اکسیژن اتمسفر در مسیر ۲۲ و ۳۷ GHz و $k_{22}^{WV}$ و $k_{37}^{WV}$ ضریب جذب بخار آب $k_{22}^{WV} = 0.37507$ از مقایسه نتایج این روش با داده های بدست آمده از راديو سوند میزان RMS، ۳.۱۱ و Bias در حدود ۰.۹۱ بدست آمد.	$T_{22} = \exp\left[-\left(\tau_{22}^{oxy} + \frac{k_{22}^{WV} PW}{\mu}\right)\right]$ $T_{37} = \exp\left[-\left(\tau_{37}^{oxy} + \frac{k_{37}^{WV} PW}{\mu}\right)\right]$	WEN-P physical algorithm	۸
Schussel & Emery (1990)	الگوریتم CM-SAF برای بازیابی بخار آب اتمسفر در دو باند 22 & 37 GHz با قطبیدگی خطی عمودی استفاده میکند. باند 22 GHz در محدوده خط جذب آب قرار داشته و بیشترین اطلاعات را در مورد مقدار بخار آب اتمسفری دارا است. از اعمال الگوریتم شماره یک (تک باند) و مقایسه با داده های راديو سوند مقدار با یاس $0.81 \text{ kg/m}^2$ و برای الگوریتم شماره چهار $(N_p)$ مقدار با یاس به $0.23 \text{ kg/m}^2$ کاهش پیدا کرد (Markus Jonas, 2009).	$W_w = a_0 + a_1 \ln (280 - T_{22})$ $W_w = b_0 + b_1 \ln (280 - T_{22}) + b_2 [T_{19} - \ln (280 - T_{22})]$ $W_w = C_0 + C_1 \ln (280 - T_{22}) + C_2 [\ln (280 - T_{22}) - T_{37}]$ $W_w = a_0 + a_1 \ln (280 - T_{22}) + a_2 (T_{37} - T_{86}^{0.8})$	CM-SAF ALGORITHM	۹

بوده اما در مقابل میزان بارش را به صورت مستقیم از درون و ساختار ابر اندازه گیری می کنند.

برای جبران ضعف های مربوط به دو روش قبلی توسط محققین زیادی روش های ترکیبی توسعه یافته است که هدف اصلی در این زمینه کالیبره کردن دمای درخشندگی اندازه گیری شده در تصاویر مادون قرمز و بهبود ضریب بارش بدست آمده در روش های میکروموج فعال می باشد.

انرژی بازتابیده خورشیدی در باند جذبی و باند غیر جذبی بدست می آید. مهم ترین ضعف روش های مرئی یا مادون قرمز استفاده از دمای قسمت فوقانی ابر به جای بارش واقعی در سطح زمین است. اما در مقابل برای پایش پدیده های هواشناسی که نیاز به داده های لحظه ای (مثلاً انواع طوفان ها، باران های سیل آسا، تگرگ و ...) دارند، می توانند مورد استفاده قرار بگیرند. روش های میکروموج فعال دارای قدرت تفکیک مکانی و زمانی پایینی



جدول ۵: الگوریتم‌های موجود برای برآورد بارش مبتنی بر ترکیب روش‌های IR و MW

شماره	شاخص	الگوریتم	توضیحات	منبع
۱	Auto-estimator	$Z = 300R^{1.4}$ $R = 1.1183 \times 10^{11} \times_{exp} (-3.6382 \times 10^{-2} \times T^{1.7})$	<p>Z ضریب بارش بدست آمده از رادار، R ضریب بارش بدست آمده از تصاویر مادون قرمز (<math>m\ min^{-1}</math>) و T دمای درخشندگی سطح بالای ابر در مقیاس کلونین است.</p> <p>الگوریتم Auto-estimator برای بزرگای بارش از تصاویر ماهواره ای NOAA<sup>TM</sup> NESDIS<sup>TM</sup> به منظور پیش بین‌سبیلاب‌محاسباتی رقمی و کاربردهای هیدرولوژیکی توسعه پیدا کرده‌است. در این الگوریتم ضریب بارش از دگرسیون<sup>۱۱</sup> که از ارتباط بین دمای درخشندگی (<math>T_B^{11}</math>) اندازه گیری شده از باند مادون قرمز (10.7 <math>\mu m</math>) ماهواره GOES 8 و بارش اندازه گیری شده توسط رادار بدست می‌آید، محاسبه میشود. در مقاله حاضر دو نسخه (ضریب شیب، ضریب رشد) از این الگوریتم ارائه شده که اولی دارای ۰.۶۶ و دومی ۰.۵۹ ضریب همبستگی میباشدند.</p>	Gilberto A. Vicente (1998)
۲	SIRT <sup>۱۱</sup>	$A_{rain}(\%) = a + b(A_{T_{rain}} / A_{T_{max}})$ <p>For <math>T_{rain} &lt; 225^{\circ}K</math> and NTLG clouds.</p> $A_{convective}(\%) = a \left( \frac{A_{T_{rain}}}{A_{cloud}} \right)^b T_{mode}^{c-d}$ <p>NTLG</p> $A_{convective}(\%) = a \left( \frac{A_{lightning}}{A_{cloud}} \right)^b T_{mode}^{c-d}$ <p>for LTG</p>	<p>LTG= Lightning Clouds, NLTG= Lightning-free clouds, <math>A_{rain}</math>= rain area, <math>T_{rain}</math>= IR temperature of cloud, <math>A_{T_{rain}}</math>= area of IR temperature, <math>A_{cloud}</math>= cloud Area, <math>A_{lightning}</math>= the area of pixels with Lightning.</p> <p>در الگوریتم شماره یک از داده های ماهواره های GOES-8 و TRMM مربوط به سالهای ۱۹۹۸-۱۹۹۷ استفاده شده و نتایج زیر بدست آمده است: ۱- کل این تکنیک مساحت ناحیه بارشی را کمتر برآورد میکند ( <math>NTLG = 21.55\%</math>, <math>LTG = 29.14\%</math> )-۲ تعیین مساحت ناحیه بارشی، ابرهای LTG در مقایسه با ابرهای NLTG خطای کمتری را نشان می دهند، که دل بر مرتبط بودن آفرخش با ابرهای همرفتی است.</p> <p>۳- از مقایسه نتایج این الگوریتم با داده های بدست آمده از باران سنجها میزان بایاس کلی در حدود ۵.۷٪ بدست آمد.</p>	MORALES & ANAGNOSTOJI (2003)

during 1982–84. Mon. Wea. Rev., 115, 51–74.

- Austin, Richard., Vane, Deborah., Stephens, Graeme., Reinke, Donald. 2002: Level 2B Cloud Liquid Water Content Process Description and Interface Control Document. CloudSat Project. A NASA Earth System Science Pathfinder Mission.

- Barrett, E. C., and D. W. Martin. 1981: The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. Academic Press, 340 pp.

- Bartsch, B. 1996: Fernerkundung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre über Land aus rückgestreuter Sonnenstrahlung. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, No. 21, 11 pages, Hamburg, Germany.

- Chadwick, R. S., Grimes D. I. F., Saunders R. W., Francis P. N., Blackmore T. A. 2010: The TAMORA algorithm: satellite rainfall estimates over West Africa using multi-spectral SEVIRI data. Adv. Geosci, 25.

- Chesters, D., W. D. Robinson, and L. W. Uccellini. 1987: Optimized retrievals of precipitable water from the VAS "split-window". J. Climate Appl. Meteor., 26, 1059-1066.

- Fenta, Ayle Almag. 2010: Assessing diurnal variability of rainfall: A remote sensing based approach. International institute for Geo-information science and earth observation enschede the netherlands.

- Fischer, J., Bennartz, R. 1997: RETRIEVAL OF TOTAL WATER VAPOUR CONTENT FROM MERIS MEASUREMENTS. PO-TN-MEL-GS-0005, 4.

- Griffith, C. G., Woodley, W. L., Grube, P. G., Martin, D. W., Stout, J., & Sikdar, D. N. 1978.: Rain estimation from geosynchronous

### منابع و مآخذ

- پور باقر کردی، سید مهدی، ۱۳۸۸، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

- کاویانی، محمد رضا، عیجانی، بهلول، ۱۳۸۵، مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت.

- کردوانی، پرویز، ۱۳۸۳، منابع و مسائل آب در ایران، جلد اول، انتشارات دانشگاه تهران.

- مباشری، محمد رضا و همکاران، ۱۳۸۹، برآورد آب قابل بارش کلی با استفاده از تصاویر ماهواره ای MODIS و داده های رادیوساوند: ناحیه تهران، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۴، شماره ۶۵، صص ۱۰۷-۱۲۶.

- Adler, R. F., and R. A. Mack. 1984: Thunderstorm cloud height rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. J. Clim. Appl. Meteor., 23, 280-296.

- Alemseged T. H., T. H. M. Rientjes. 2007: SPATIO-TEMPORAL RAINFALL MAPPING FROM SPACE: SETBACKS AND STRENGTHS. In: Proceedings of the 5th International symposium on Spatial Data Quality SDQ 2007, Modelling qualities in space and time, ITC, Enschede, the Netherlands, 13-15 June, 2007. Enschede : ITC, 2007. 9 p.

- Amoni, Edward L. 2010: estimation of rainfall rates using 3D cloud properties from meteosat second generation and cloudsat satellites. International institute for Geo-information science and earth observation enschede the netherlands.

- Arkin, P. A., and B. N. Meisner. 1987: The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the eastern Hemisphere



microwave radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 960–972.

- Wentz, F. J. 1995: The intercomparison of 53 SSM/I water vapor algorithms Remote Sensing Systems Tech. Rep. on WetNet Water Vapor Intercomparison Project (VIP), Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, 19 pp.
- Wentz, F. J., Spencer, R. W. 1998: SSM/I Rain retrievals within a unified all-weather ocean Algorithm. *J. Atmos. Sci.*, 55, 1613–1627.
- Woodley, W. L., B. Sancho. 1971: A first step towards rainfall estimation from satellite cloud photographs. *Weather*, July, 279–289.

### بی نوشت

- 1- Total Precipitable Water
- 2- Cold Cloud Duration
- 3- Echo
- 4- Negri-Adler-Wetzel
- 5- GOES Precipitation Index
- 6- Modified GOES Precipitation Index
- 7- Adjusted GOES Precipitation Index
- 8- Convective-Stratiform Technique
- 9- Root Mean Square Difference
- 10- Precipitation Properties Visible/ Near Infra-Red
- 11- Ratio-Technique
- 12- Digital Airborne Imaging Spectrometer
- 13- Split-Window
- 14- Split-Window Covariance-Variance Ratio
- 15- Tropical Application of Meteorological Satellite
- 16- Cloud duration
- 17- Minimum Brightness Temperature
- 18- Relative Error
- 19- Relative Variance
- 20- Emissivity
- 21- High polarization
- 22- Ice water content
- 23- Ice water Path
- 24- Effective Radius
- 25- Scanning Multichannel Microwave Radiometer
- 26- Special sensor microwave imager
- 27- National Oceanic and Atmospheric Administration
- 28- National Environmental Satellite Data and Information Service
- 29- Power-Low
- 30- Brightness Temperature
- 31- Sferics Infrared Rainfall Technique

satellite imagery-visible and infrared studies. *Mon. Weather Rev.*, 106, 1153–1171.

- Guillot, B. (1995): Satellite et precipitations: Contraintes techniques et physiques, analyse de quelques methodes, problemes de recherche et de validation. *Veille Climatologique Satellitaire*: 55, 27-58.
- Jonas, Markus. 2009: Algorithm Theoretical Basis Document Total Column Water Vapour Retrieval, SAF on CLIMATE MONITORING.
- Kwang-Mog, Lee., Joong-Hyun, Park. 2006: Retrieval of Total Precipitable Water from the Split-Window Technique in the East Asian Region. Dept. of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, Daegu, Korea. [www.eumetsat.int/7/5/1390](http://www.eumetsat.int/7/5/1390).
- Levizzani V., Amorati R., Meneguzzo F. 2002: A review of satellite-based rainfall estimation methods, MUSIC Project Report, Deliverable 6.1, 66pp.
- Lojou, J Y., R. Benard, and L. Eymard. 1994: A simple method for testing brightness temperatures from satellite microwave radiometers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, 387–400.
- Margaret.w.kimani. 2011: Rain rate estimation of northwest EUROPE and KENYA from SEVIRI sensor retrievals: comparison of precipitation properties visible and infrared and hydro-estimator algorithms. Faculty of Geo-information science and earth observation. Twente university.
- Masika, Peter silla. 2007: Meteosat second generation (MSG) cloud mask, cloud property determination and rainfall comparison with In-situ observations. International institute for Geo-information science and earth observation enschede the netherlands.
- Mishra ,Anoop Kumar., R.M. Gairola., A.K. Varma., Vijay K, Agarwal. 2011: Improved rainfall estimation over the Indian region using satellite infrared technique. *Advances in Space Research* 48, 49–55.
- Nazrul Islam, Md., Mukammel Wahid, C.M. 2003: Adaption of a technique to estimate rainfall for satellite data in Bangladesh. *Sri Lankan Journal of Physics*, vol 4.
- Petty, G. W. 1994: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imaging. Part II: Algorithm implementation *Meteor. Atmos. Phys.*, 54, 101–122.
- Petty, G. W., Krajewski, Witold F. 1996: Satellite estimation of precipitation over land. *Hydrological Sciences*, 41(4).
- Scofield, R.A., Kuligowski, R.J. 2003: Status and outlook of Operational Satellite Precipitation Algorithm for Extreme-Precipitation Events. *Mon. Wea. Rev.*, 18, 1037–1051.
- SOBRINO, J.A., EL KHARRAZ, J. and LI, Z-L. 2003: Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, 24, pp. 5161–5182.
- Ssel, Schlu" P., Emery, W. J. 1990: Atmospheric water vapour over oceans from SSM/I measurements. *Int. J. Remote Sens.*, 11, 753–766.
- Tjemkes, S. A., Stephens, G. L. and Jackson, D. L. 1991: Spaceborne observation of columnar water vapor: SSM/I observations and algorithm. *J. Geophys. Res.*, 96, 10 941–10 954.
- Vicente ,Gilberto A., Scofield ,Roderick A., Menzel, W. Paul. 1998: The Operational GOES Infrared Rainfall Estimation Technique. *American Meteorological Society*. Vol. 79, No. 9.
- Wentz, F. J. 1992: Measurement of oceanic wind vector using satellite