



UPPSALA
UNIVERSITET



UPTEC W 21021

Examensarbete 30 hp
Juni 2021

Bestämning av evapotranspiration baserat på meteorologiska data

En utvärdering jämfört med modeller och
vattenbalans

Karin Lindqvist

REFERAT

Bestämning av evapotranspiration baserat på meteorologiska data - en utvärdering jämfört med modeller och vattenbalans

Karin Lindqvist

Integrerad Monitoring (IM) är ett miljöövervakningsprogram som bedriver studier i de fyra svenska avrinningsområdena Aneboda, Gårdsjön, Kindla och Gammtratten. Områdena, som är skyddade och ingår i Natura 2000, domineras av barrskog. Inom IM studeras bland annat vattenbalans, där evapotranspiration utgör en viktig men svårberäknad del. På avrinningsområdesnivå beräknas ofta evapotranspiration med hjälp av sambandet vattenbalans men denna metod medför stora osäkerheter kring hur lagring av vatten (i snö, sjöar, mark- och grundvatten) hanteras. Problematiken är särskilt stor när avdunstning beräknas för kortare tidsperioder, exempelvis på månadsbasis. Det finns istället flera ekvationer baserade på meteorologiska data som kan användas. Studiens syfte var att med hjälp av sådana ekvationer skapa möjlighet till beräkningar av evapotranspiration över olika tidsskalor. Efter en litteraturstudie valdes de två ekvationerna Penman-Monteith och Priestley-Taylor, och med plats specifika meteorologiska data för IM-områdena beräknade de evapotranspiration som sedan skattades i jämförelse med beräkningar från andra modeller (vattenbalans, Fyris-Q och S-HYPE).

Fyra hydrologiska år undersöktes och resultatet visade på stor variation mellan modellerna både på års- och månadsnivå. Vissa år genererade de liknande värden medan andra år skilde sig rejält. De två undersökta ekvationerna uppvisade liknande årliga mönster och påverkades båda mest av variabeln nettostrålning som varierar kraftigt över året. Flera faktorer har inverkan på resultatet och det finns en del osäkerheter kring anpassningar av ekvationerna. Dock kunde avvikande resultat i de flesta fall förklaras av brister i tillgängliga input-data. Om detta åtgärdas bör det därför vara möjligt att skatta evapotranspirationen även för kortare tidsperioder med hjälp av ekvationer baserade på meteorologiska data.

Nyckelord: Evapotranspiration, Integrerad Monitoring, Penman-Monteith, Priestley-Taylor

Institutionen för vatten och miljö, Sveriges Lantbruksuniversitet (SLU), Lennart Hjelmns väg 9, SE 750 07 Uppsala, Sverige

ABSTRACT

Determination of evapotranspiration based on meteorological data – an evaluation compared to models and water balance

Karin Lindqvist

Integrated Monitoring (IM) is an environmental monitoring programme that conducts studies in the four Swedish catchment areas Aneboda, Gårdsjön, Kindla and Gammtratten. The areas, which are protected and part of Natura 2000, are dominated by coniferous forest. Within IM the water balance, where evapotranspiration makes up a part that is important but difficult to calculate, among other things is studied. On catchment area level evapotranspiration is often calculated using the relationship of the water balance, but this method often entails large uncertainties regarding how the storage of water (in snow, lakes, soil- and groundwater) is handled. The problem is especially big when evapotranspiration is calculated for shorter time periods, for example monthly. Instead, there are several equations based on meteorological data that can be used. The aim of this study was to use such equations to create possibilities for calculations of evapotranspiration in different time scales. After a literature review the two equations Penman-Monteith and Priestley-Taylor were chosen, and with site specific meteorological data for the IM areas they calculated the evapotranspiration, which was then compared with calculations from other models (water balance, Fyris-Q and S-HYPE).

Four hydrological years were studied, and the result showed that there was large variation between the models, both between years and months. The models generated similar values during some years while other years were very different. The two studied equations showed the same yearly patterns and were both mostly affected by the variable net radiation, which varies a lot during the year. Several factors influence the result and there are some uncertainties concerning the adaptations of the equations. However, the deviating results could for almost every case be explained by gaps or uncertainty in the available input data. If that is remedied it should therefore be possible to estimate the evapotranspiration also for shorter time periods using equations based on meteorological data.

Keywords: Evapotranspiration, Integrated Monitoring, Penman-Monteith, Priestley-Taylor

Department of Aquatic Sciences and Assessment, Swedish University of Agricultural Sciences (SLU), Lennart Hjelm's väg 9, SE 756 51 Uppsala, Sweden.

FÖRORD

Detta examensarbete omfattar 30 högskolepoäng och avslutar mina fem år på civilingenjörsprogrammet i miljö- och vattenteknik vid Uppsala universitet och Sveriges lantbruksuniversitet (SLU). Lars Lundin vid Institutionen för vatten och miljö på SLU var handledare tillsammans med Stefan Löfgren och Mikael Östlund, båda vid Institutionen för vatten och miljö på SLU. Ämnesgranskare var Marcus Wallin vid Institutionen för vatten och miljö på SLU.

Jag vill rikta ett stort tack till handledare och ämnesgranskare för den vägledning och det stöd jag fått under arbetet. Ert intresse och kloka synpunkter hjälpte mig mycket genom hela projektet.

Jag vill också tacka mina vänner, både de gamla och de genom utbildningen nytilkomna, för stöttning och skratt. Slutligen vill jag tacka min familj för ovärderligt stöd genom hela utbildningen och livet.

Copyright © Karin Lindqvist och Institutionen för vatten och miljö,
Sveriges Lantbruksuniversitet (SLU).

UPTEC W 21021, ISSN 1401–5765

Digitalt publicerad i DiVA, 2021, genom institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet. (<http://www.diva-portal.org/>)

POPULÄRVETENSKAPLIG SAMMANFATTNING

En viktig del i att förstå ett ekosystems funktion är att ha kunskap om dess vattenbalans, det vill säga om vattnet som kommer till, lagras inom och lämnar ekosystemet. En del av vattenbalansen som kan vara svår att beräkna är avdunstning. De två avdunstningsprocesserna evaporation och transpiration sker parallellt och tillsammans benämns de som evapotranspiration. Evaporation är avdunstning från alla sorters ytor där vatten i flytande form förångas och återgår till atmosfären. Transpiration är processen där vattnet i växter förångas och avges. Viktiga variabler som påverkar evapotranspirationen är solinstrålning, lufttemperatur, relativ luftfuktighet och vindhastighet.

Eftersom evapotranspirationen påverkas av så många faktorer är den utmanande att bestämma. När avdunstning beräknas på avrinningsområdesnivå brukar ofta sambandet mellan vattenbalansens olika delar användas. Ett problem med att använda den metoden är att det är svårt att exakt bestämma hur mycket vatten som lagras i mark, sjöar eller som snö. När evapotranspirationen beräknas på årsbasis kan denna lagring försummas men när till exempel månadsvärden undersöks blir resultatet opålitligt. Istället kan ekvationer baserade på meteorologiska data användas.

Integrerad Monitoring (IM) är ett miljöövervakningsprogram som bedriver studier i de fyra svenska avrinningsområdena Aneboda, Gårdsjön, Kindla och Gammtratten. För dessa områden finns därför platsspecifika data som kan nyttjas vid evapotranspirationsberäkningar.

Syftet med examensarbetet var att på avrinningsområdesnivå skapa möjlighet till beräkningar av evapotranspiration i olika tidsskalor för de relativt opåverkade skogsekosystem som studeras inom IM. Detta gjordes genom att två ekvationer, Penman-Monteith och Priestley-Taylor, användes och resultatet från dessa jämfördes sedan med evapotranspiration beräknad med vattenbalans och modellerna Fyris-Q och S-HYPE.

Resultatet visade att ekvationerna baserade på meteorologiska data gav värden som liknade övriga modellers för vissa områden (Gårdsjön och Gammtratten), medan skillnaden i de andra områdena (Aneboda och Kindla) var stor på årsnivå. På månadsnivå varierade modellerna ännu mer. I Aneboda och Kindla kan den stora skillnaden antagligen förklaras av fel i uppmätt data eftersom orimligt låga markvattenhalter och strålningsvärden identifierats. Penman-Monteith och Priestley-Taylor uppvisade samma mönster från år till år med låg evapotranspiration under vinterhalvåret och kraftig ökning under sommaren då ungefär 90 procent av årets totala avdunstning sker. Mönstret beror till största del på nettostrålningen som varierar kraftigt över året och är den variabel som påverkar ekvationerna mest, följt av relativ luftfuktighet. Priestley-Taylor påverkades mer än Penman-Monteith av strålningsvärdena och gav för alla undersökta år och områden högre totalevapotranspiration. Det varierade vilken av ekvationerna som gav värden närmast övriga modeller och i flera fall var en ekvation närmast en modell och den andra ekvationen närmast en annan.

För perioder med saknad eller tveksam kvalitet på data beräknades ett medelvärde baserat på tidigare års värden under den saknade perioden. Detta behövde göras för samtliga variabler vid olika tillfällen. Denna metod bidrar med osäkerhet till resultaten och bör utvecklas för pålitligare värden i framtiden. Det fanns även en del osäkerheter kring hur ekvationerna anpassats, exempelvis med avseende på vegetation, årstid och tillgängligt vatten.

Resultaten från studien är något svårtolkade eftersom så stor variation visats upp. I de fall där undersökta ekvationers värden avvikit kraftigt från övriga modeller kan det dock oftast förklaras av brister i data. Därför bör det med mer korrekt data vara möjligt att skatta evapotranspiration även för kortare tidsperioder med hjälp av dessa ekvationer.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

1. INLEDNING	1
1.1 SYFTE OCH MÅL.....	1
2. TEORI	2
2.1 VATTENBALANS	2
2.2 EVAPOTRANSPIRATION	3
2.2.1 Evaporation	3
2.2.2 Transpiration	3
2.2.3 Potentiell och verklig evapotranspiration	4
2.3 EKVATIONER FÖR EVAPOTRANSPIRATION.....	4
2.4 FYRIS-Q.....	5
2.5 S-HYPE	5
3. METOD	6
3.1 OMRÅDESBESKRIVNING.....	6
3.1.1 Aneboda	7
3.1.2 Gårdsjön.....	7
3.1.3 Kindla.....	7
3.1.4 Gammtratten	7
3.2 BERÄKNINGAR	8
3.2.1 Penman-Monteith.....	8
3.2.2 Priestley-Taylor	9
3.2.3 Anpassning till markvattenhalt och vegetation.....	9
3.2.4 Omvandling globalstrålning till nettostrålning	10
3.3 DATA	11
3.3.1 Aneboda	11
3.3.2 Gårdsjön.....	11
3.3.3 Kindla.....	11
3.3.4 Gammtratten	11
3.4 JÄMFÖRELSE MED ÖVRIGA MODELLER.....	12
4. RESULTAT	13
4.1 JÄMFÖRELSE ALLA MODELLER PÅ ÅRS-, MÅNADS- OCH DYGN SNIVÅ	13
4.2 JÄMFÖRELSE PENMAN-MONTEITH OCH PRIESTLEY-TAYLOR.....	18
4.3 VATTENBALANSENS TERMER - SÄSONGSVARIATION.....	20

4.4 OLIKA VARIABLERS PÅVERKAN	20
5. DISKUSSION	26
5.1 JÄMFÖRELSE ALLA MODELLER	26
5.2 JÄMFÖRELSE PENMAN-MONTEITH OCH PRIESTLEY-TAYLOR.....	27
5.3 VARIABELPÅVERKAN OCH ANPASSNINGAR.....	28
6. SLUTSATSER.....	31
7. REFERENSER.....	32
APPENDIX	35
A. Jämförelse samtliga modeller och år	35

1. INLEDNING

Evapotranspiration utgör en central del av vattnets kretslopp men är en komplex process att studera. Fokus har länge legat på att undersöka avdunstning i relation till odling av grödor för att optimera jordbruk och få studier har därför analyserat förloppet i skogsekosystem. Att utföra mätningar av evapotranspiration i skog är dessutom förenat med stora svårigheter (Fisher m.fl., 2005). I modeller för avrinningsberäkning, exempelvis Fyris-Q och S-HYPE, ingår ofta evapotranspiration och när avdunstning beräknas på avrinningsområdesnivå nyttjas också sambandet med områdets vattenbalans. Denna metod har dock brister gällande magasinering när kortare tidsperioder undersöks. Det finns istället en rad olika ekvationer baserade på meteorologiska data som kan användas. För att nå bästa meteorologiska underlag är platsspecifika mätningar mest lämpliga och inom miljöövervakningsprogrammet Integrerad Monitoring (IM) finns just platsspecifika bestämningar av nederbörd, temperatur, vind, strålning och luftfuktighet.

Beräkningar av evapotranspiration utifrån meteorologiska data kan på årsbasis jämföras med vattenbalansberäknade värden. Det kan då också bli möjligt att skatta avdunstning för kortare perioder. IM har vissa problem med inhomogena tidsserier för olika variabler och arbetet behöver därför beakta vilken datatillgänglighet som krävs för godtagbara resultat.

1.1 SYFTE OCH MÅL

Syftet med examensarbetet är att på avrinningsområdesnivå skapa möjlighet till beräkningar av evapotranspiration i olika tidsskalor för de relativt opåverkade skogsekosystem som studeras i IM. Undersökningens mål är att:

- Välja lämpliga ekvationer för att beräkna evapotranspiration med platsspecifika meteorologiska data.
- Skatta resultaten från ovan nämnda ekvationer med beräkningar från andra modeller (vattenbalans, Fyris-Q och S-HYPE).
- Jämföra mönster hos de valda ekvationerna för att påvisa likheter och skillnader samt för- och nackdelar.
- Undersöka variabelpåverkan och bedöma vilken datatillgänglighet som erfordras.

2. TEORI

2.1 VATTENBALANS

Nederbörd som fallit över ett område kan ta olika vägar. Vattnet avdunstar, avrinner via vattendrag och grundvatten eller lagras i mark och sjöar (SMHI, 2021a). Sambandet som beskriver vattnet som kommer till, lagras i och försvinner från ett område under en tidsperiod kallas för vattenbalans (SMHI, 2021b). På grund av klimatskillnader varierar vattenbalansen i Sverige. I de södra delarna av landet brukar nederbörden under vintern fylla på grund- och ytvattenmagasinen och öka avrinningen, medan avrinningen minskar under samma period i norr eftersom nederbörden ofta kommer i form av snö där vatten lagras. Detta leder till stor vårflod som fyller på i mark och vattenmagasin och därför blir norra Sveriges avrinning hög på sommaren. På grund av lägre vårflod och högre avdunstning minskar avrinningen istället på sommaren i de södra delarna (ibid.). För att räkna på dessa samband används vattenbalanskvationen enligt ekvation 1 nedan.

$$P = R + ET + \Delta S \quad (1)$$

P: Nederbörd

R: Avrinning

ET: Evapotranspiration

ΔS : Magasinsförändring (i snö, sjöar, mark- och grundvatten)

Ekosystemundersökningar på avrinningsområdesnivå baseras till stor del på vattenbalansen. Avdunstningen kan lösas ut från ekvationen och beräknas genom att kvantifiera resterande termer (Wan m.fl., 2015). Det är en enkel modell som utöver nederbörd inte kräver ytterligare meteorologiska parametrar. Uppskattningar för avdunstningen blir tillförlitliga så länge de övriga vattenkomponenterna kan mätas korrekt (ibid.). Det är främst magasinförändringen som ger svårigheter och framför allt vid beräkning för korta tidsperioder (SMHI, 2018). I stort sett all nederbörd leder till att magasinförändringen ökar. Exempelvis, när det snöar mycket under en vintervecka kommer snön varken avdunsta eller ge någon avrinning utan istället lagras. För att undvika den svåra uppskattningen av lagring och på så sätt förenkla vattenbalansen kan beräkningarna göras för ett hydrologiskt år. Det hydrologiska året startar den 1 oktober eftersom det vanligen inte finns så mycket snö då, vilket gör vattenlagringen i snömagasin försumbar. Eftersom övriga vattenmagasin är jämförbara från år till år kan hela magasineringstermen i vattenbalansen då bortses från (ibid.). Vid beräkning av avdunstning för kortare tidsperioder kvarstår dock vattenbalansens nackdelar, varför mer komplexa samband baserade på meteorologiska data har utvecklats.

2.2 EVAPOTRANSPIRATION

Avdunstning är som ovan nämnt en viktig del i jordytans vattenbalans. Begreppet evapotranspiration omfattar den kombinerade avdunstningen från evaporation och transpiration. De två processerna sker parallellt och är svåra att särskilja (Allen m.fl., 1998).

2.2.1 Evaporation

Evaporation innebär att vatten i flytande form omvandlas till vattenånga och därmed avlägsnas från en yta för att återgå till atmosfären. Detta sker på alla sorters ytor, exempelvis sjöar, trottoarer och våta växtdelar (Allen m.fl., 1998). All nederbörd når inte marken eftersom träden fångar upp en del på sina blad och grenar genom så kallad interception (SMHI, 2021a). När vattnet ej haft kontakt med marken och evaporationen sker direkt från våta växtdelar kallas det interceptionsavdunstning. Denna avdunstning brukar för en tät barrskog under en sommar motsvara cirka 30 procent av nederbörden som faller, även om den siffran varierar mycket beroende på regnintensiteten. Interceptionsavdunstningen blir större om regnskurarna är många och korta jämfört med om samma mängd faller under färre men längre perioder (ibid.).

För att vattnets fasomvandling i evaporationsprocessen ska kunna ske krävs energi. Den omgivande luftens temperatur står till viss del för denna energi, men framför allt bidrar solinstrålningen (Allen m.fl., 1998). På grund av instrålningens dagliga och årliga mönster blir avdunstningen som regel störst på dagen och under sommaren (SMHI, 2021a). När vintrarna, som i Sverige, är tillräckligt kalla för snö och is sker knappt någon evapotranspiration (Fitts, 2013). Dock kan sublimation, det vill säga direkt övergång från fast fas till gas, bidra till evaporationen vintertid (SMHI, 2017a). Vinteravdunstningen, oktober till mars, uppgår vanligtvis till cirka 10 procent av årets totala avdunstning (Eklund m.fl., 2000). Det är främst skillnaden i vattenångtryck mellan ytan där vattnet evaporerar och den omgivande atmosfären som driver bort vattenången från ytan (Allen m.fl., 1998). När evaporationen fortskrider blir den omgivande luften gradvis mättad vilket leder till att processen saktar ner och, om inte den fuktiga luften ersätts, stannar helt (ibid.). Hur väl ny torr luft kan ersätta den mättade luften beror till stor del på vinden och dess turbulens (SMHI, 2021a). Avdunstningen kan lokalt bli mycket stor när varma och torra vindar blåser in över ett fuktigt område eftersom vattenången då kontinuerligt transporteras bort och ger utrymme för ny (ibid.). Viktiga klimatvariabler för evaporationsprocessen är således solinstrålning, lufttemperatur, luftfuktighet och vindhastighet (Allen m.fl., 1998). Där marken utgör evaporationsytan är även skuggningsgraden från krontak, samt tillgänglig vattenmängd betydande faktorer. Så länge jorden kan tillgodose processens vattenbehov bestäms evaporationen därifrån endast av meteorologiska villkor. Skulle jorden däremot vara utan regn eller annan bevattning under så lång tid att den torkar ut minskar evaporationen kraftigt och kan avstanna helt inom några dagar (ibid.).

2.2.2 Transpiration

I transpirationen förångas och avges det vatten som finns förvarat i växtvävnader (Allen m.fl., 1998). Till största del avges växternas vatten genom bladens klyvöppningar, stomata, där gasutbyte kan ske medan förångningen sker i bladens intercellulära utrymmen. Endast en liten del av allt vatten som rötterna tar upp används i växten, resten förloras genom transpirationen. De meteorologiska variabler som bestämmer evaporationen är avgörande även för transpirationen. Andra viktiga faktorer inkluderar jordens förmåga att leda vatten till rötterna, jordens vattenmättnadsgrad och markvattnets salthalt. Olika växter kan ha olika transpirationstakter, som även beror på brukningsmetoder och miljöaspekter (ibid.).

2.2.3 Potentiell och verklig evapotranspiration

Evapotranspiration kan beräknas som potentiell eller verklig. Potentiell avdunstning motsvarar den maximala mängd som är möjlig för atmosfären att ta emot när det finns tillräckligt med vatten i rotzonen medan verklig avdunstning brukar beräknas genom att reducera den potentiella med avseende på tillgängligt vatten (SMHI, 2017b). Den verkliga evapotranspirationen är nästan lika stor som den potentiella när rotzonen i marken håller största möjliga mängd vatten, det vill säga när fältkapacitet uppnås (ibid.).

2.3 EKVATIONER FÖR EVAPOTRANSPIRATION

Det finns många olika samband som baseras på meteorologiska data för att beräkna evapotranspiration. De varierar mycket i komplexitet och det krävs därför en avvägning för att få bästa möjliga resultat. En mer komplex ekvation är svårare att parametrisera och därmed känsligare för fel som uppstår från osäkerheter i parametervärden och behöver således inte vara mer korrekt än en enklare variant (Fisher m.fl., 2005). FN:s livsmedels- och jordbruksorganisation, FAO, har utvecklat en version av ekvationen Penman-Monteith (ekvation 2) som länge ansetts vara standard för att beräkna evapotranspiration (Sentelhas m.fl., 2010). Ekvationen består av två komponenter, en strålningsterm och en vertikal fuktighetstransportterm, som båda har formulerats om sedan originalet presenterades av Penman 1948 (Funk & Shukla, 2020).

$$ET_{0PM} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) \cdot u_2 \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (2)$$

Ekvationen Priestley-Taylor (ekvation 3) nämns ofta som det bästa alternativet till Penman-Monteith (Olchev & Novenko, 2011; Fernandes m.fl., 2012). Det är en förenkling av Penmans ursprungsmodell där den aerodynamiska transporttermen har ersatts av en empirisk koefficient, kallad Priestley-Taylor-parameter (Sentelhas m.fl., 2010). Denna parameter har tilldelats värdet 1,26 vid förhållanden för potentiell evapotranspiration, det vill säga när mätnad råder (Stewart & Rouse, 1977).

$$ET_{0PT} = \alpha \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{Rn}{\lambda} \quad (3)$$

Ekvationerna behöver anpassas efter vilken miljö de ska gälla för. IM-områdena utgörs främst av barrskog och därför bör motsvarande vegetationskoefficient användas. Det är dock svårt att hitta vegetationskoefficienter, särskilt för växter och träd som inte återfinns inom jordbruket (Gkatsopoulos, 2017). Barrskog har emellertid tilldelats värdet 0,95 (ibid.). Denna studie avgränsas genom att undersöka och jämföra dessa två ekvationer.

2.4 FYRIS-Q

Fyris-Q har utvecklats av Institutionen för vatten och miljö på Sveriges lantbruksuniversitet och baseras till stor del på modellen WASMOD, men innehåller sin egen kod (Djodjic m.fl., 2012). Modellen används främst för avrinning men potentiell och verklig evapotranspiration ingår också. Nederbörd och vattenföring behöver alltid finnas med som input, där nederbörd måste finnas specificerat för alla tidssteg medan vattenföring kan ha saknade värden. Det är inte obligatoriskt att ha temperatur eller potentiell evaporation som input men mängden tillgängliga indata avgör vilka av delmodellerna som kan användas. Fyris-Q använder sig av Monte Carlo-simulering för att få bästa anpassning och effektivitet, då detta visar känsligheten hos resultatet i förhållande till ändringar av olika variabler. Potentiell evapotranspiration kan i modellen behandlas på tre olika sätt och två olika ekvationer kan väljas för att modellera verklig evapotranspiration. Snöackumulering och snösmältning tas hänsyn till genom flera olika ekvationer (ibid.).

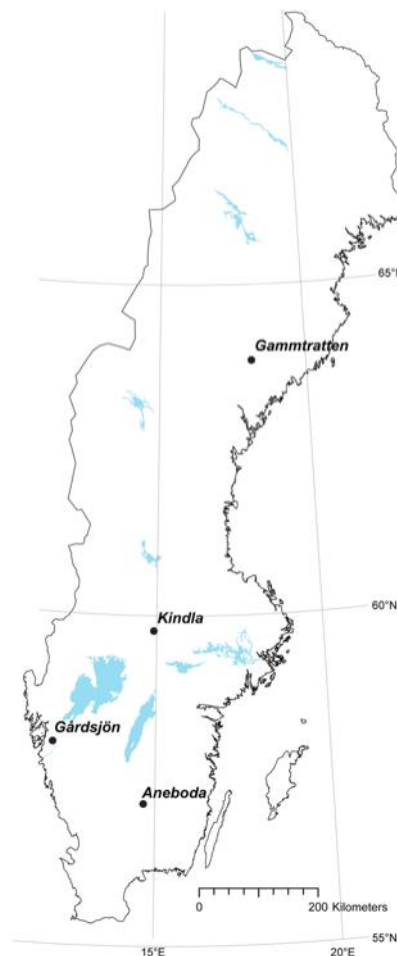
2.5 S-HYPE

S-HYPE är Sveriges uppsättning av HYPE-modellen som har utvecklats av SMHI. HYPE vars namn är en förkortning av HYdrological Predictions for the Environment har som syfte att ta fram hydrologisk information med hög geografisk detaljeringsgrad (SMHI, 2017c). I modellen delas aktuellt avrinningsområde upp i delområden som sedan klassificeras beroende på markanvändning och jordart. Även en vertikal uppdelning i markskikt görs. Parametrarna som ingår i modellen relaterar till geografisk information, som markanvändning, vilket gynnar beräkningar i avrinningsområden som saknar observationer. Vattenbalansen för varje markskikt samt grundvattenytans läge i markprofilen tas fram (ibid.). Potentiell evapotranspiration beräknas utifrån markanvändning och atmosfäriska variabler och används sedan i kombination med tillgängligt markvatten för att beräkna verklig evapotranspiration (SMHI, 2020). HYPE erbjuder flera olika modeller för potentiell evapotranspiration (ibid.).

3. METOD

3.1 OMRÅDESBESKRIVNING

IM (Integrerad Monitoring) är ett miljöövervakningsprogram vars syfte är att påvisa effekter av luftföroreningar i naturekosystem (SLU, 2016a). IM fokuserar på att för ett begränsat antal områden, fördelade över olika geografiska-, depositions- och klimatgradienter i landet (Figur 1), generera tidsserier som ingående beskriver fysikaliska och kemiska processer (ibid.). Orsak och verkan studeras integrerat, vilket innebär rumslig och tidlig samordning av provtagning och observationer (SLU, u.å.). I Sverige har integrerad övervakning utförts i ungefär 40 år, men den breda övervakning som pågick från början behandlade så stora områden och komplexa miljöer att det var svårt att skilja effekter av luftföroreningar från naturlig variation (SLU, 2016a). På 90-talet begränsades därför övervakningen till fyra mindre avrinningsområden där barrskog dominerar och sjöar saknas (ibid.). IM-områdena ingår i Natura 2000 och är belägna i marker utan skogsbruksåtgärder (Löfgren, red., 2020). De är skyddade områden med lång kontinuitet och de enda mänskliga störningarna utgörs därför av deposition av luftföroreningar och eventuell klimatpåverkan. Dessa förutsättningar gör att miljöerna passar mycket bra för testning av modeller och en central del i IM-arbetet är just att med hjälp av modeller försöka förutspå utvecklingen. IM-programmets verksamhet sker på uppdrag av Naturvårdsverket och utförs av Sveriges geologiska undersökning, Svenska miljöinstitutet och Institutionen för vatten och miljö vid Sveriges lantbruksuniversitet (ibid.).



Figur 1. Karta över de svenska IM-områdena utformad av Ulf Grandin, SLU, från IM-årsrapporten 2019 (Löfgren, red., 2020).

3.1.1. Aneboda

Aneboda ligger knappt tre mil utanför Växjö, mitt på det sydsvenska höglandet (SLU, 2019). IM-området med nuvarande övervakning etablerades 1995 men hydrologiska undersökningar, samt inventering av mark och vegetationstillstånd har genomförts där sedan tidigt 1980-tal. I århundraden fram till 1930-talet var markanvändningen boskapsbetad skogsmark. Efter en omfattande avverkning i mitten av 1800-talet skedde spontan skogsåterväxt och området gallrades lätt under perioder i mitten av 1900-talet. Arean på Anebodas avrinningsområde är 18,9 ha, medelnederbörden är 710 mm och medeltemperaturen är 5,8 °C (ibid.). Granskog av blåbärsristyp dominerar vegetationen stort medan sumpgranskog och barrblandskog av blåbärsristyp tillsammans utgör ungefär en femtedel (Löfgren, red., 2020). Blöta och fuktiga marktyper utgör tämligen stor andel i området, där också visst inslag av bok och björk finns. I januari 2005 ledde stormen Gudrun till partiell stormfällning i IM-området som sedan har fallit offer för barkborreangrepp, vilket medför fatala effekter på äldre gran (ibid.).

3.1.2 Gårdsjön

Gårdsjön ligger i Stenungsunds kommun, cirka sju km öster om själva tätorten (SLU, 2016c). Undersökningar kring såväl limnologi som skog har pågått i trakten sedan 1970 och det avrinningsområde som idag är IM-område började övervakas 1991. I början av 1900-talet kalhöggs området för att sedan planteras. Innan dess hade marken sannolikt varit skogsklädd betesmark i flera hundra år. Skogsbetet pågick fram till 1950-talet. Skogen gallrades 1968 och 1980 avverkades en mindre yta som planterades med tall. Det IM-övervakade avrinningsområdet har en area på 3,7 ha, en långtidsbaserad medelnederbörd på 1140 mm och en långtidsbaserad medeltemperatur på 6,7 °C (ibid.). Den dominerande vegetationen är granskog av blåbärsristyp följt av planterad tallungskog, sumpgranskog och barrblandskog av blåbärsristyp (Löfgren, red., 2020).

3.1.3 Kindla

IM-området Kindla är beläget ungefär tre mil utanför Lindesberg i centrala bergslagen och upprättades 1996 (Löfgren, red., 2020). I regionen har det tidigare framställts träkol och därför har skogen sedan 1500-talet avverkats i omgångar. Nuvarande bestånd såddes i början av 1900-talet efter den senaste kalhuggningen (SLU, 2016d). Kindla är mycket kuperat och vegetationen utgörs främst av granskog av blåbärsristyp och sumpgranskog. I det 20,4 ha stora området finns även en liten myr (Löfgren, red., 2020). Avrinningsområdets medeltemperatur är 4 °C och dess medelnederbörd är 850 mm (SLU, 2016d).

3.1.4 Gammtratten

Tio mil väster om Umeå ligger det 45 ha stora IM-området Gammtratten (Löfgren, red., 2020). Området ligger högt upp i terrängen jämfört med omgivande marker och är till stor del opåverkat av skogsbruksåtgärder. Det förekom visst betande av boskap fram till 1950. Runt sekelskiftet 1900 genomfördes dimensionsavverkning, det vill säga fällning av ett antal stora tallar, i mitten av avrinningsområdet. I början av 1990-talet avverkades mindre träd i den sydvästra delen och ett litet parti planterades med gran. På 1800-talet rasade skogsbränder som drabbade områdets granbestånd hårt. Idag dominerar barrblandskog av blåbärsristyp följt av granskog av blåbärsristyp och sumpgranskog. Tall växer mycket i de övre delarna av slutningarna medan majoriteten av sänkans vegetation utgörs av gran. Flera små myrar finns också, samt lövträd i form av glasbjörk, asp och sälg (ibid.). Gammtrattens medelnederbörd är 750 mm och medeltemperaturen 1,2 °C (SLU, 2016b).

3.2 BERÄKNINGAR

Alla beräkningar utfördes i programmet Matlab. De två valda ekvationerna beräknade evapotranspirationen per dag och dessa värden summerades sedan till månads- och årsvärden. I detta arbete användes data från de fyra hydrologiska åren 2015/16, 2016/17, 2017/18 och 2018/19, i fortsättningen förkortade till 15/16, 16/17, 17/18 och 18/19.

3.2.1 Penman-Monteith

Evapotranspiration beräknades med Penman-Monteith enligt Allen m.fl. (1998).

$$ET_{0PM} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) \cdot u_2 \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (2)$$

ET_{0PM} : Evapotranspiration för referensgröda (mm dag^{-1}).

T: Daglig medeltemperatur ($^{\circ}\text{C}$). T hämtades direkt från erhållna data.

Rn: Nettostrålning ($\text{MJ m}^{-2} \text{dag}^{-1}$). Rn importerades från erhållna data och omvandlades från W m^{-2} till $\text{MJ m}^{-2} \text{dag}^{-1}$ enligt ekvation 4.

$$Rn (\text{MJ m}^{-2} \text{dag}^{-1}) = \frac{Rn(\text{W m}^{-2}) \cdot 86400(\text{s på en dag})}{10^6} \quad (4)$$

G: Densitet av markens värmefflöde ($\text{MJ m}^{-2} \text{dag}^{-1}$). G sattes till 0, vilket är brukligt vid dagliga uppskattningar (Allen m.fl., 1998).

Δ : Förändring av mättnadsångtryck med avseende på temperatur ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) beräknades enligt ekvation 5.

$$\Delta = \frac{4098 \cdot 0,6108 \cdot e^{\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}}}{(T + 237,3)^2} \quad (5)$$

γ : Psykrometrisk konstant ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) beror av områdets altitud och hämtades från tabell 2.2 i Annex 2 (Allen m.fl., 1998).

u_2 : Daglig medelvindhastighet på 2 meters höjd (m s^{-1}). Vindhastigheten från IM var uppmätt på 10 meters höjd och därför omvandlades dessa data till att gälla på 2 meters höjd med omvandlingsfaktorn 0,748 hämtad från tabell 2.9 i Annex 2 (Allen m.fl., 1998).

es: Mättnadsångtryck (kPa) beräknades enligt ekvation 6.

$$es = 0,6108 \cdot e^{\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3} \right)} \quad (6)$$

ea: Aktuellt ångtryck (kPa) beräknades enligt ekvation 7, där RH är dygnsmedelvärde av relativ luftfuktighet som erhöles från IM-data.

$$ea = es \cdot \frac{RH}{100} \quad (7)$$

3.2.2 Priestley-Taylor

Evapotranspiration beräknades med Priestley-Taylor enligt Priestley & Taylor (1972).

$$ET_{OPT} = \alpha \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{Rn}{\lambda} \quad (3)$$

ET_{OPT} : Evapotranspiration för referensgröda (mm dag^{-1}).

α : Priestley-Taylor-parameter antogs vara 1,26 enligt beskrivning i avsnitt 2.3.

Δ : Förändring av mättnadsångtryck med avseende på temperatur ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$). Beräknades enligt ekvation 5.

Rn : Nettostrålning ($\text{MJ m}^{-2} \text{dag}^{-1}$). Hämtades och omvandlades som för Penman-Monteith.

γ : Psykrometrisk konstant ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$). Bestämdes på samma sätt som för Penman-Monteith.

λ : Ångbildningsvärme (MJ kg^{-1}). λ varierar inte mycket vid normala temperaturer och tilldelades därför värdet 2,45 enligt princip beskriven av Allen m.fl. (1998).

3.2.3 Anpassning till markvattenhalt och vegetation

För att beräkna verklig evapotranspiration behöver både Penman-Monteith och Priestley-Taylor anpassas efter hur mycket tillgängligt vatten som finns i marken. Hur stor andel markvattenhalten utgjorde av fältkapaciteten och därmed hur stor faktor ekvationerna behövde korrigeras med beräknades därför genom att dygnsvärdena för markvattenhalt dividerades med markens fältkapacitet enligt ekvation 8, (Zhao m.fl., 2013).

$$M = \frac{m}{F_c} \quad (8)$$

M : Markvattenhalt som andel av fältkapacitet

m : Markvattenhalt

F_c : Fältkapacitet

Ekvationerna beräknar evapotranspiration för en referensgröda och anpassades därför även för vegetation av barrskogstyp genom att de multiplicerades med en vegetationskoefficient, K_c . K_c -värden för skog är som tidigare nämnt svårt att hitta (2.3), i denna studie användes $K_c = 0,95$ (Gkatsopoulos, 2017).

Slutlig evapotranspiration för de båda ekvationerna beräknades således enligt ekvation 9 och 10.

$$ET_{PM} = ET_{OPT} \cdot M \cdot K_c \quad (9)$$

$$ET_{PT} = ET_{OPT} \cdot M \cdot K_c \quad (10)$$

Nettostrålning kan vara negativ och om den är det under många dagar, alternativt om några dagar är kraftigt negativa leder det till att ekvationerna ger negativ evapotranspiration. Detta var fallet under vintermånaderna för flera av områdena och eftersom negativ evapotranspiration inte är rimlig korrigerades alla negativa dygnsvärden till 0.

3.2.4 Omvandling globalstrålning till nettostrålning

Anebodas uppmätta nettostrålning var orimligt låg och i Gårdsjön mäts inte nettostrålning. För dessa områden beräknades nettostrålningen istället från uppmätt globalstrålning genom följande process:

R_s : Globalstrålning. Hämtades från erhållna data.

R_{ns} : Nettokortvägsstrålning.

$$R_{ns} = (1 - 0,12) \cdot R_s \quad (11)$$

R_a : Extraterrestrisk strålning, den strålning som kommer in högst upp i jordens atmosfär, hämtades från tabell 2.6 i Annex 2 (Allen m.fl., 1998).

z : Mätstationens läge i meter över havet.

R_{s0} : Strålning från klar himmel.

$$R_{s0} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z) \cdot R_a \quad (12)$$

A : Korrektion för luftfuktighet.

$$A = 0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{ea} \quad (13)$$

S : Effekt av moln.

$$S = 1,35 \cdot \frac{R_s}{R_{s0}} - 0,35 \quad (14)$$

T_K : Temperatur i Kelvin. Temperatur i °C erhöles från data och omvandlades till Kelvin.

σ : Stefan-Boltzmanns konstant, $\sigma = 4,903 \cdot 10^{-9}$ (MJ K⁻⁴ m⁻² dag⁻¹).

R_{nl} : Nettolångvägsstrålning.

$$R_{nl} = \sigma \cdot T_K^4 \cdot A \cdot S \quad (15)$$

R_n : Nettostrålning.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (16)$$

3.3 DATA

Från IM erhöjls dygnsmedelvärden (baserade på 48 halvtimmes-värden) för vindhastighet (u_2), temperatur (T), relativ luftfuktighet (RH) samt netto- och globalstrålning (R_n och R_s). Även dataserier med markvattenhalter (m) och värden för fältkapacitet fanns att tillgå för alla områden utom Gårdsjön. Alla fyra områdens dataset innehöll vissa dagar som helt saknade observationer. Antalet saknade dagar varierade mellan område och år men samma metod användes för att fylla dataluckorna. Samtliga ingående variabler (temperatur, vindhastighet, strålning och relativ luftfuktighet) tilldelades ett medelvärde baserat på samma period tidigare år, samt en jämförelse med omkringliggande dagars värden. Förutsättningar för de olika områdenas dataset och en sammanställning av saknade data presenteras i Tabell 1.

3.3.1 Aneboda

Anebodas nettostrålning var orimligt låg jämfört med andra områden och gav negativ evapotranspiration, varför istället bättre överensstämmande värden för globalstrålning omvandlades enligt ekvation 11–16 och användes i beräkningarna. Detta är dock en ganska grov uppskattning som därmed ger upphov till osäkerheter. Värden för daglig markvattenhalt skattades från manuellt utförda mätningar var 14:e dag genom att uppmätt värde applicerades på samtliga dagar fram till nästa observation. Aneboda saknade helt data för 48 dagar det hydrologiska året 17/18 och 64 dagar år 18/19.

3.3.2 Gårdsjön

I Gårdsjön mäts inte nettostrålning så denna beräknades utifrån uppmätt globalstrålning. Vidare saknades data för markvattenhalter som därför approximerades med hjälp av övriga områden. Ett medelvärde för varje kvartal och år från de andra områdena användes. Det vill säga för oktober, november och december 2015 användes ett värde som baserades på Anebodas, Gammtrattens och Kindlas markvattenhalter dessa månader 2015. Ett medelvärde baserat på övriga områden användes också för fältkapacitet. Gårdsjön saknade samtlig data 4 dagar år 16/17 och 34 dagar år 18/19.

3.3.3 Kindla

Kindla saknade helt data för 25 dagar år 15/16, 18 dagar år 17/18 och 9 dagar år 18/19. Markvattenhalter saknades för 71 dagar år 16/17 och 66 dagar år 17/18. För dessa dagar användes halter från samma datum året innan. År 2019 saknades relativ luftfuktighet och därför användes samma värden som år 2016. Varken netto- eller globalstrålning fanns att tillgå för det hydrologiska året 18/19. Nettostrålningen för varje månad uppskattades med ett medelvärde av de tre tidigare årens månadsmedel.

3.3.4 Gammtratten

Gammtratten hade mycket data att tillgå, bland annat dagliga observationer av markvattenhalt för olika profiler och djup. Området saknade samtlig data 12 dagar det hydrologiska året 15/16.

Tabell 1. Sammanställning av saknade data. För varje område och år presenteras antalet saknade observationer (dygnsmedelvärden) för de uppmätta variablerna nettostrålning (Rn), globalstrålning (Rs), temperatur (T), relativ luftfuktighet (RH), vindhastighet (u₂) och markvattenhalt (m).

Område	År	Rn	Rs	T	RH	u ₂	m
Aneboda	15/16	0	0	0	0	0	340
	16/17	0	0	0	0	0	340
	17/18	48	48	48	48	48	340
	18/19	64	64	64	64	64	340
Gårdsjön	15/16	366	0	0	0	0	366
	16/17	365	4	4	4	4	365
	17/18	365	0	0	0	0	365
	18/19	365	34	34	34	34	365
Kindla	15/16	25	25	25	25	25	0
	16/17	0	0	0	0	0	71
	17/18	18	18	18	18	18	66
	18/19	365	365	9	273	9	0
Gammtratten	15/16	12	12	12	12	12	0
	16/17	0	0	0	0	0	0
	17/18	0	0	0	0	0	0
	18/19	0	0	0	0	0	0

3.4 JÄMFÖRELSE MED ÖVRIGA MODELLER

När dygns-, månads- och årsvärden tagits fram med ekvationerna Penman-Monteith och Priestley-Taylor jämfördes dessa med värden framtagna med vattenbalansmetoden, Fyris-Q och S-HYPE. Färdigmodellerade evapotranspirationsvärden från Fyris-Q, enligt ekvation 17, erhöles från IM tillsammans med observationer av nederbörd och avrinning för beräkning av evapotranspiration genom vattenbalansmetoden. Månads- och årsvärden för evapotranspiration modellerade med S-HYPE laddades ner från SMHI:s vattenwebb.

$$ev = \min \left\{ ep \left(1 - a_4 \frac{w}{\max\{ep, 1\}} \right), w \right\} \quad (17)$$

ev: Verklig evapotranspiration.

ep: Potentiell evapotranspiration.

a₄: Kalibreringsparameter inom {0,1}.

w: Tillgängligt vatten.

4. RESULTAT

Samtliga årliga jämförelser som tas upp gäller hydrologiska år (1 oktober - 30 september), vilket innebär att årets första del syftar på höst- och vintermånader och att den senare delen till stor del utgörs av sommar.

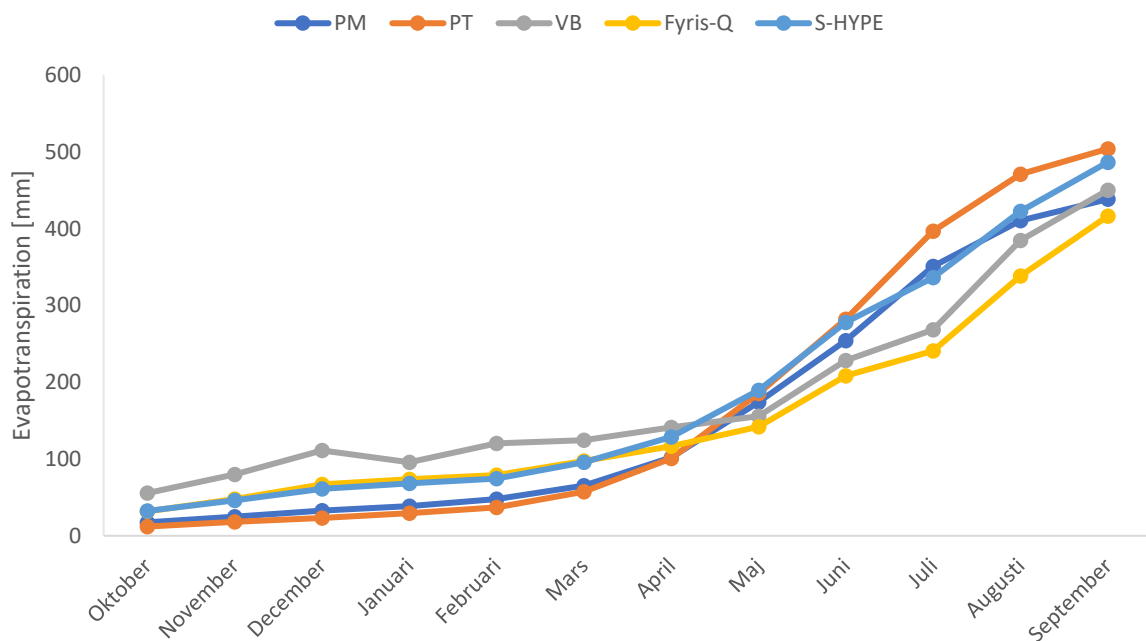
4.1 JÄMFÖRELSE ALLA MODELLER PÅ ÅRS-, MÅNADS- OCH DYGNSNIVÅ

I detta avsnitt presenteras jämförelser mellan samtliga modeller på olika tidsskalor. Kumulativa årliga jämförelser, ett år från varje område, visar variationen kring hur modellerna förhåller sig till varandra (Figur 2–5), övriga 12 år finns i Appendix A. Priestley-Taylor ger för alla områden och år högre årsvärden än Penman-Monteith (Tabell 2). Mellan dessa ekvationer skiljer det varje år i medel 51–57 mm för Aneboda, Gammtratten och Gårdsjön medan det i Kindla endast skiljer 30 mm. S-HYPE genererar oftast högst evapotranspiration. Penman-Monteith och Priestley-Taylor ger omväxlande högre och lägre värden än övriga modeller och har i nästan alla fall lägst standardavvikelse. Vattenbalansen har klart högst standardavvikelse medan Fyris-Q ofta befinner sig i mitten av alla modeller sett till både medelvärde och standardavvikelse.

Tabell 2. Årstotaler samt medelvärde och standardavvikelse för samtliga modellers evapotranspiration samt för respektive IM-område. Värden angivna i mm.

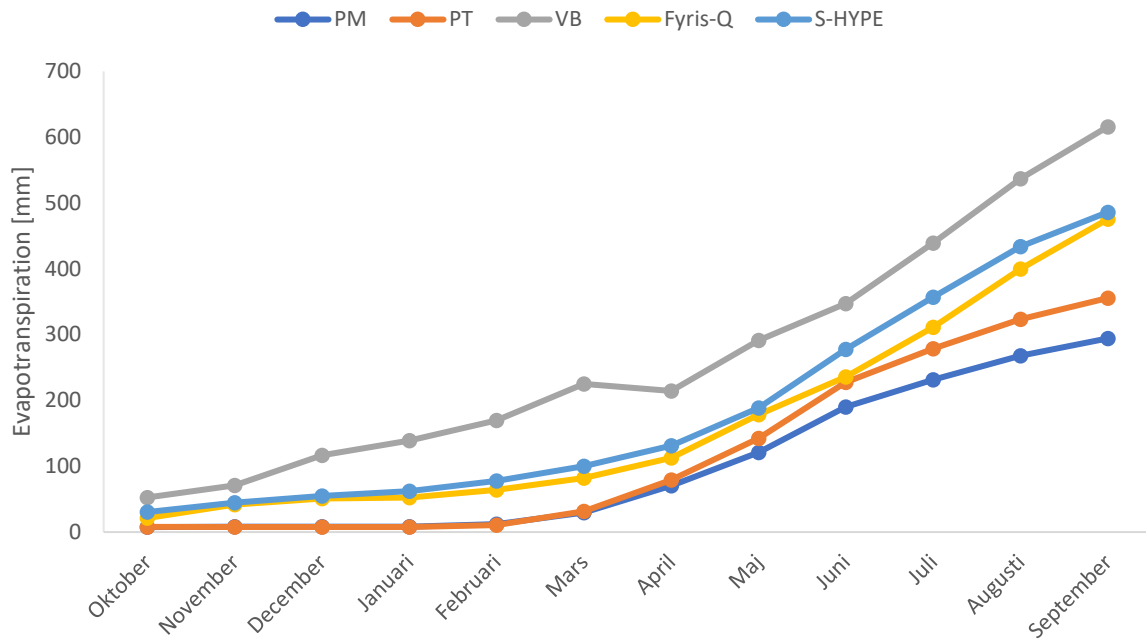
Område	År	Penman-Monteith	Priestley-Taylor	Vattenbalans	Fyris-Q	S-HYPE
Aneboda	15/16	265	324	398	343	426
Aneboda	16/17	284	346	527	418	446
Aneboda	17/18	240	287	388	310	419
Aneboda	18/19	294	356	616	475	486
Medelvärde		271	328	482	387	444
Standardavvikelse		21	26	95	64	26
Gårdsjön	15/16	395	453	414	433	502
Gårdsjön	16/17	438	504	449	416	487
Gårdsjön	17/18	436	469	317	396	442
Gårdsjön	18/19	442	490	332	438	511
Medelvärde		428	479	378	421	486
Standardavvikelse		19	20	55	16	27
Kindla	15/16	269	299	443	361	442
Kindla	16/17	266	308	590	438	419
Kindla	17/18	257	274	380	303	427
Kindla	18/19	272	303	406	405	476
Medelvärde		266	296	455	377	441
Standardavvikelse		6	13	81	51	22
Gammtratten	15/16	227	286	98	244	355
Gammtratten	16/17	218	277	170	172	322
Gammtratten	17/18	206	249	124	162	369
Gammtratten	18/19	223	274	190	171	358
Medelvärde		219	272	146	187	351
Standardavvikelse		8	14	36	33	18

För Gårdsjön ger de två undersökta ekvationerna (PM och PT) årlig evapotranspiration som liknar det övriga modeller beräknar. Särskilt nära varandra ligger alla modeller år 16/17 (Figur 2) då det bara skiljer 88 mm mellan den som ger högst och den som ger lägst. Dock skiljer sig fördelningen över året en hel del mellan modellerna. Priestley-Taylor ger lägst värden ungefär halva året men ökar sedan och landar på den högsta årstotalen. Även S-HYPE ökar kraftigt efter cirka sex månader och divergerar då från Fyris-Q. Det är framför allt under maj, juni och juli som den stora skillnaden sker de två emellan. Vattenbalansen (VB) startar året med klart högst värden då avrinningen är låg jämfört med nederbörden. När avrinningen sedan ökar i mars och april blir evapotranspirationsökningen mindre i relation till övriga modeller. De sista månaderna ökar nederbörden och därmed även vattenbalansens evapotranspirationen.



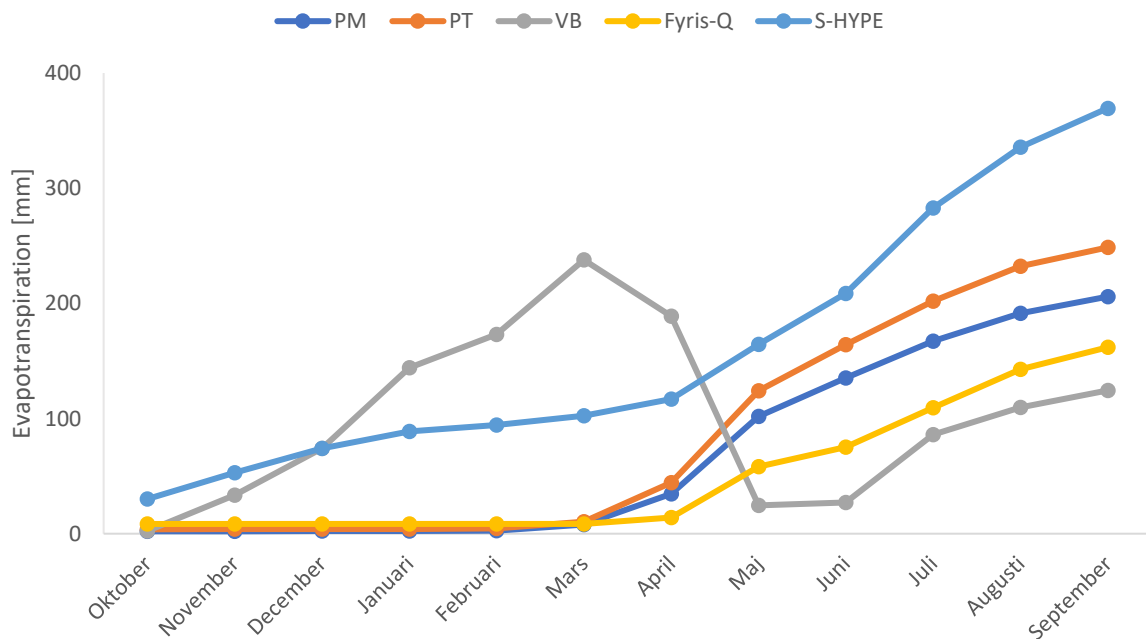
Figur 2. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gårdsjön år 16/17 baserad på månadsvärden.

I Aneboda för år 18/19 ger Penman-Monteith och Priestley-Taylor klart lägre värden än övriga modeller (Figur 3). De första månaderna på året är skillnaden stor och de båda ekvationerna genererar evapotranspirationsvärden som förblir lägre än de andra modellerna. Det sker nästan inga omkastningar utan vattenbalansen som startar året med högst värden ger även högst årstotal.



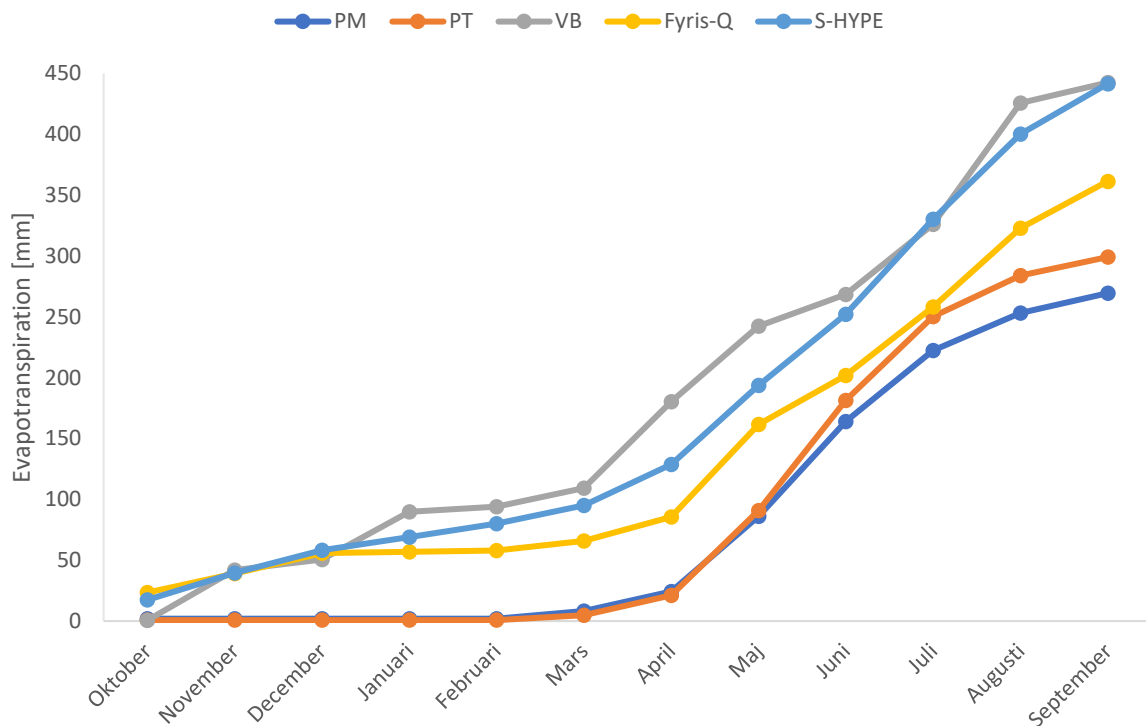
Figur 3. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Aneboda år 18/19 baserad på månadsvärden.

Vattenbalansen visar upp stora omkastningar i Gammtratten under året 17/18 (Figur 4). Efter att ha gett högst värde i mars börjar avrinningen sedan överstiga nederbörden vilket resulterar i negativ evapotranspiration under ett par månader och övriga modeller ger då totalt sett högre evapotranspiration. S-HYPE ligger på en nivå ganska tydligt över de andra medan Penman-Monteith, Priestley-Taylor och Fyris-Q ger lika värden halva året för att sedan börja öka i olika takt.



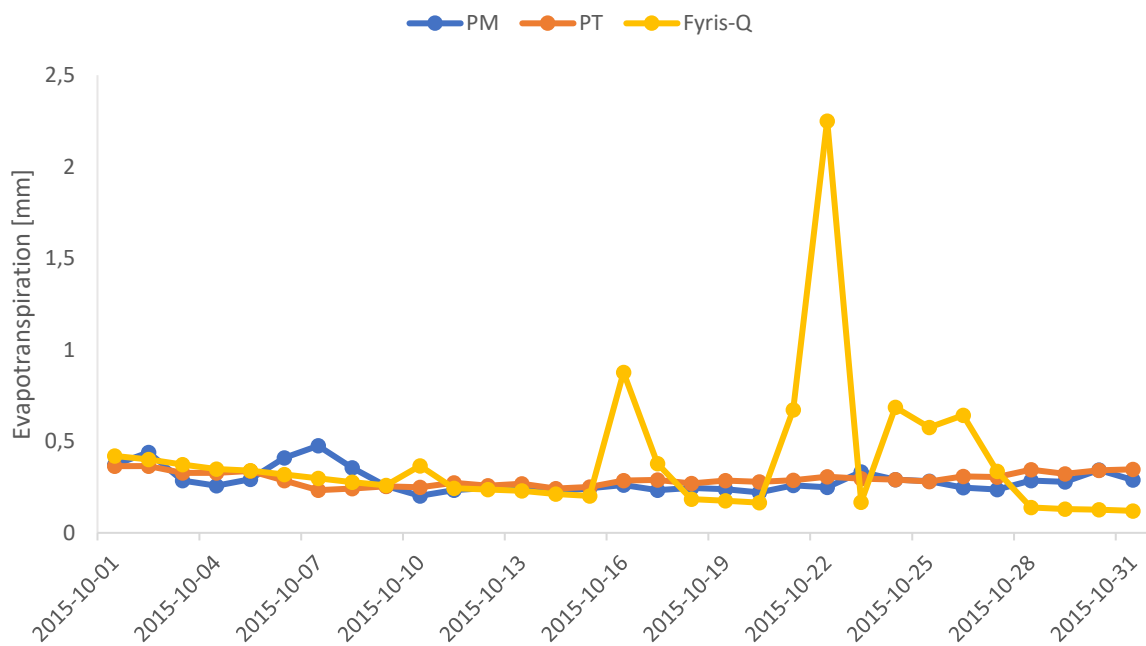
Figur 4. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gammtratten år 17/18 baserad på månadsvärden.

I Kindla ger vattenbalansen och S-HYPE omväxlande högst årstotal. År 15/16 beräknar båda liknande evapotranspiration större delen av året med avvikelser i april och maj (Figur 5). Penman-Monteith och Priestley-Taylor ger tydligt lägst värden med undantag för juni och juli då de närmar sig evapotranspirationen från Fyris-Q något.

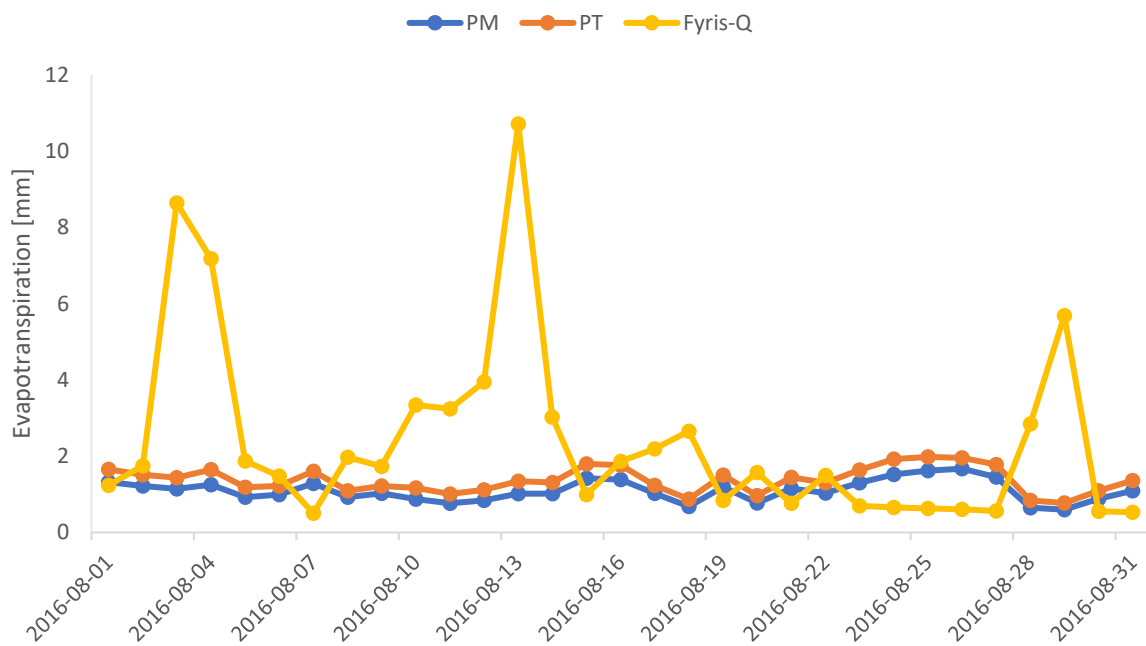


Figur 5. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Kindla år 15/16 baserad på månadsvärden.

På dygnsnivå förekommer både stora och små variationer i evapotranspiration mellan modellerna, vilket kan ses i alla områden. I Aneboda oktober 2015 är skillnaderna mellan Penman-Monteith, Priestley-Taylor och Fyris-Q nästan obefintliga (Figur 6). Den största dygnsdifferensen infaller den 22 oktober men ligger endast på cirka två mm. I augusti 2016, alltså samma hydrologiska år, skiljer sig evapotranspirationen betydligt mer (Figur 7). Fyris-Q ger då för de flesta dagar högre värden än både Penman-Monteith och Priestley-Taylor och har några toppar med osedvanligt höga värden.



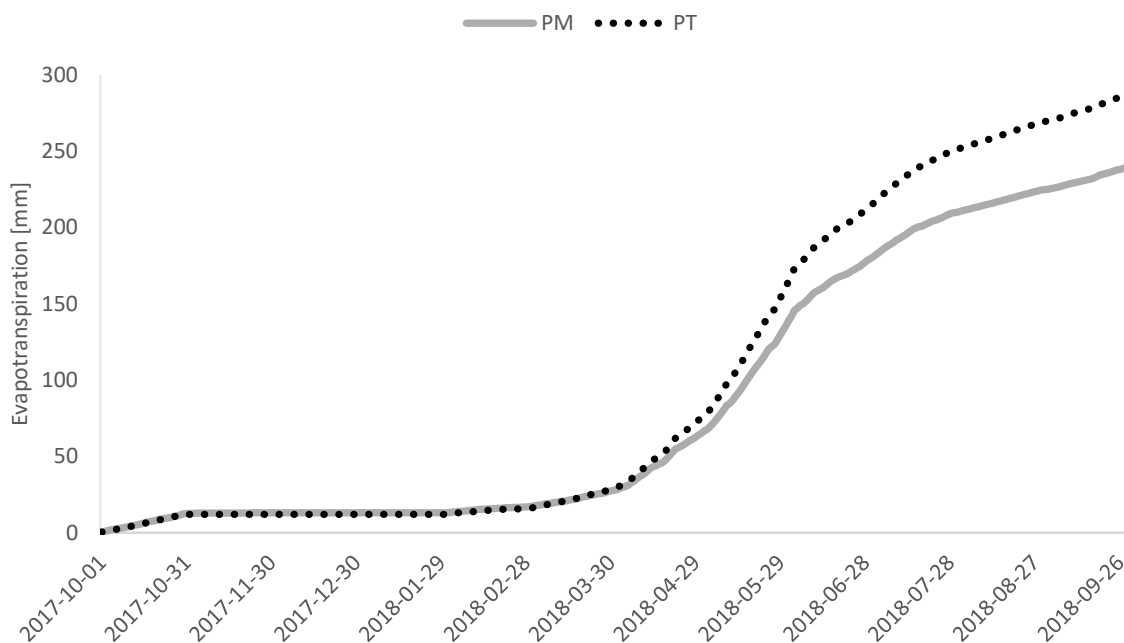
Figur 6. Evapotranspiration beräknad med Penman-Monteith, Priestley-Taylor och Fyris-Q under oktober 2015 i Aneboda.



Figur 7. Evapotranspiration beräknad med Penman-Monteith, Priestley-Taylor och Fyris-Q under augusti 2016 i Aneboda.

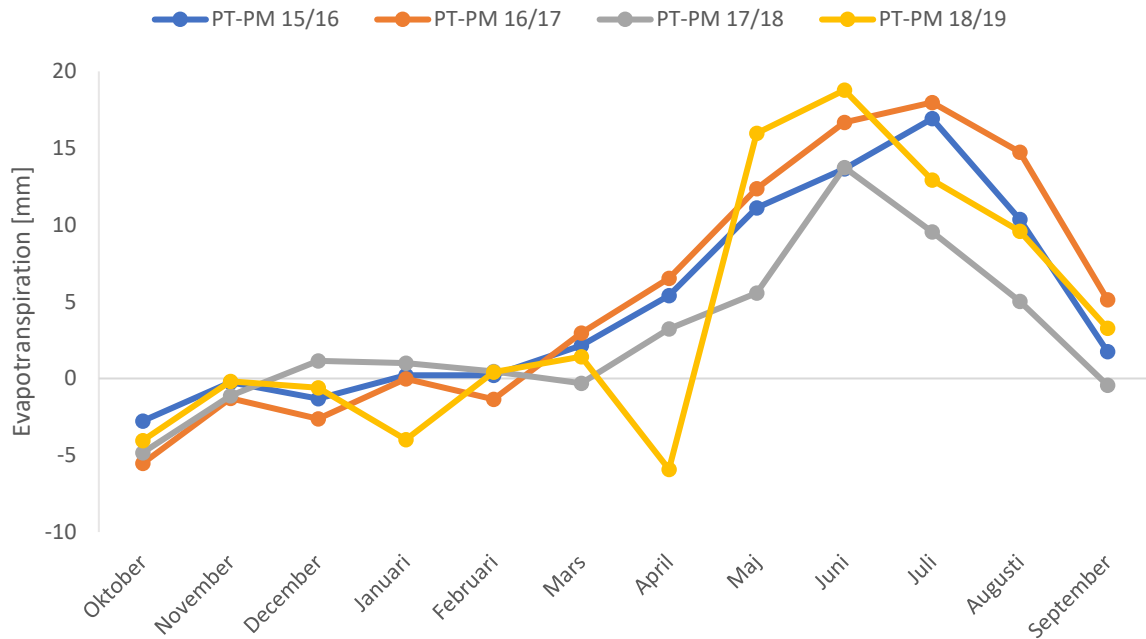
4.2 JÄMFÖRELSE PENMAN-MONTEITH OCH PRIESTLEY-TAYLOR

I nedanstående avsnitt redovisas jämförelser mellan de två valda ekvationerna Penman-Monteith (PM) och Priestley-Taylor (PT). Båda ekvationernas evapotranspiration är likartad ungefär fram till och med mars innan Priestley-Taylor ökar i högre grad och landar på en årstotal cirka 50 mm över Penman-Monteith (Figur 8).



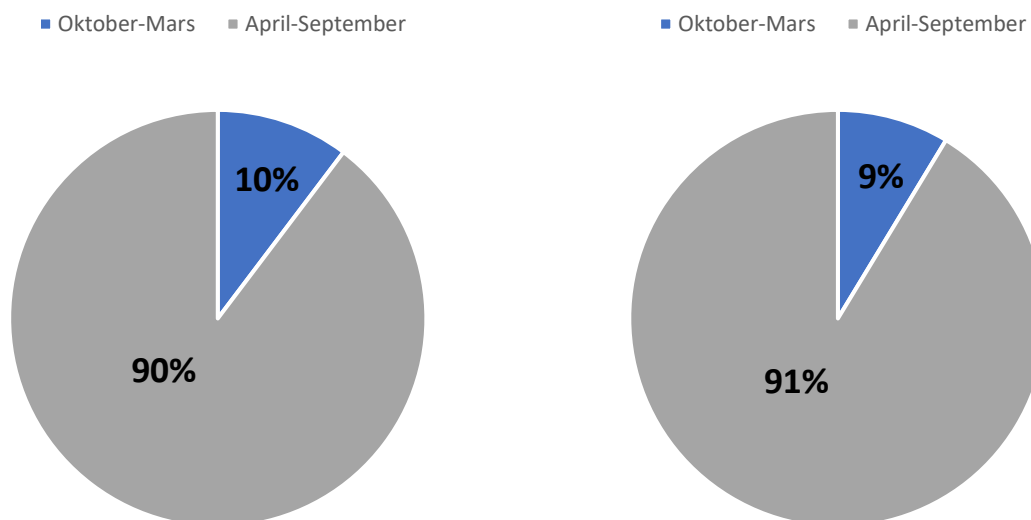
Figur 8. Evapotranspiration beräknad med Penman-Monteith och Priestley-Taylor i Aneboda år 17/18. En kumulativ jämförelse baserad på dygnsvärden.

Förhållandet mellan ekvationerna är likartat från år till år (Figur 9). De första månaderna ger Penman-Monteith ofta något högre evapotranspirationsvärden men eftersom de är låga under denna del av året blir skillnaden inte så stor i millimeter. När Priestley-Taylor blir högre efter halva året ökar skillnaden under sommarmånaderna för att sedan minska igen och i slutet av året närmar sig båda ekvationerna samma värde.



Figur 9. Skillnad i beräknad evapotranspiration mellan de två ekvationernas månadsvärden (Priestley-Taylor minus Penman-Monteith) för samtliga fyra år i Gårdsjön.

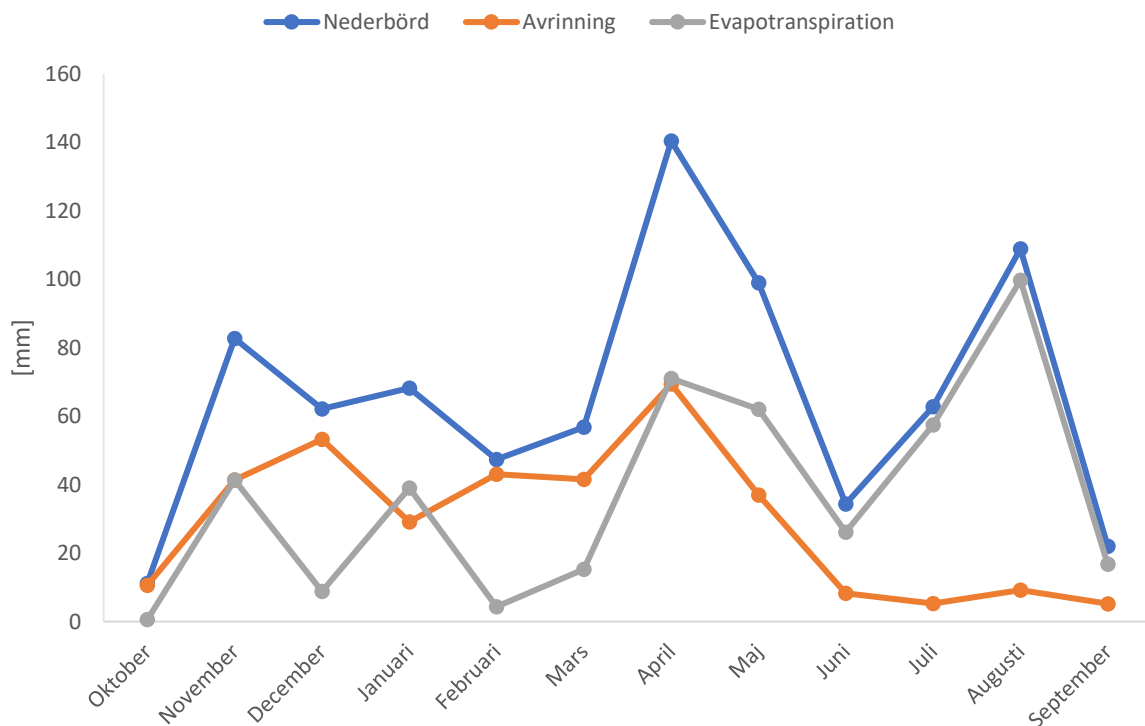
Penman-Monteith och Priestley-Taylor ger för samtliga områden och år liknande fördelning av evapotranspiration över året. För Aneboda ligger vinteravdunstningen mellan oktober och mars på 10 respektive 9 procent av årets totala evapotranspiration (Figur 10). För Gammtratten utgör vinteravdunstningen cirka 6 procent och för Gårdsjön cirka 13 procent. Kindlas värden är för låga för att göra en relevant liknande jämförelse.



Figur 10. Fördelning av evapotranspiration över året i Aneboda, beräknad med Penman-Monteith (till vänster) och Priestley-Taylor (till höger). Vinteravdunstning omfattar evapotranspirationen mellan oktober och mars.

4.3 VATTENBALANSENS TERMER - SÄSONGSVARIATION

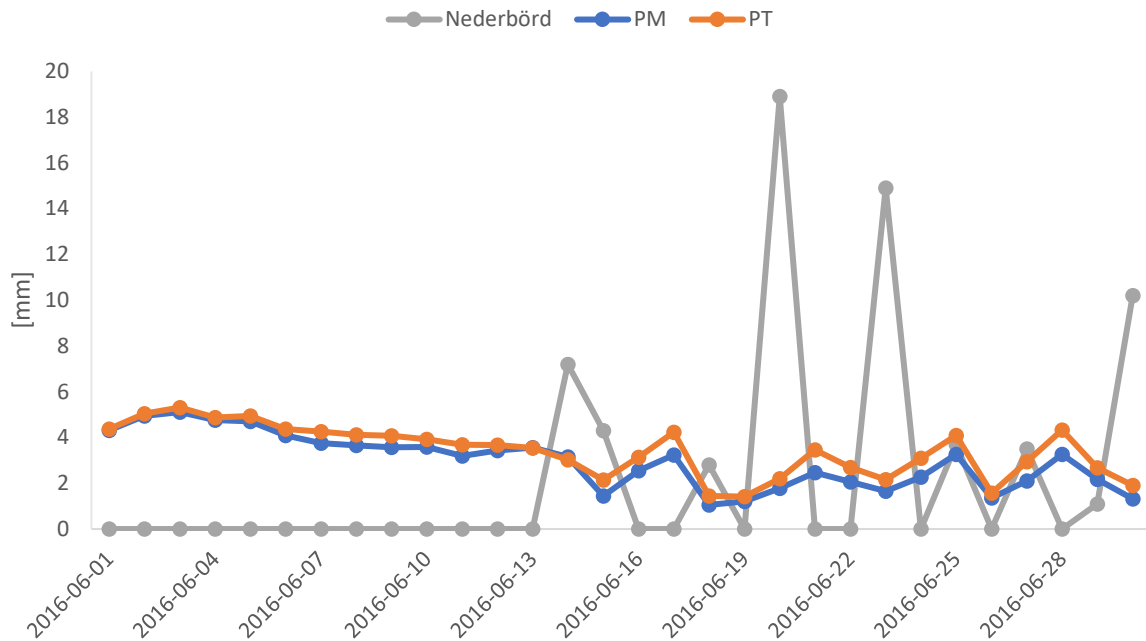
Vattenbalansens termer förändras under året. Vissa mönster uppträder de flesta år men även tydlig variation förekommer. I Kindla år 15/16 varierar evapotranspirationen kraftigt första delen av året då mängden avrinning ökar när nederbörden minskar och vice versa (Figur 11), vilket inte alltid är fallet. Både nederbörd och avrinning når sin topp i april men eftersom den onormalt stora nederbördsmängden är dubbelt så stor som avrinningen blir evapotranspirationen denna månad ändå hög och når sitt näst högsta värde. Toppen för evapotranspirationen infaller i augusti då nederbörden var hög och avrinningen liten. De sista fyra månaderna är evapotranspirationen och nederbörden lika, vilket syns för flera av de undersökta områdena och åren.



Figur 11. Månadsvärden för vattenbalansens tre termer i Kindla år 15/16.

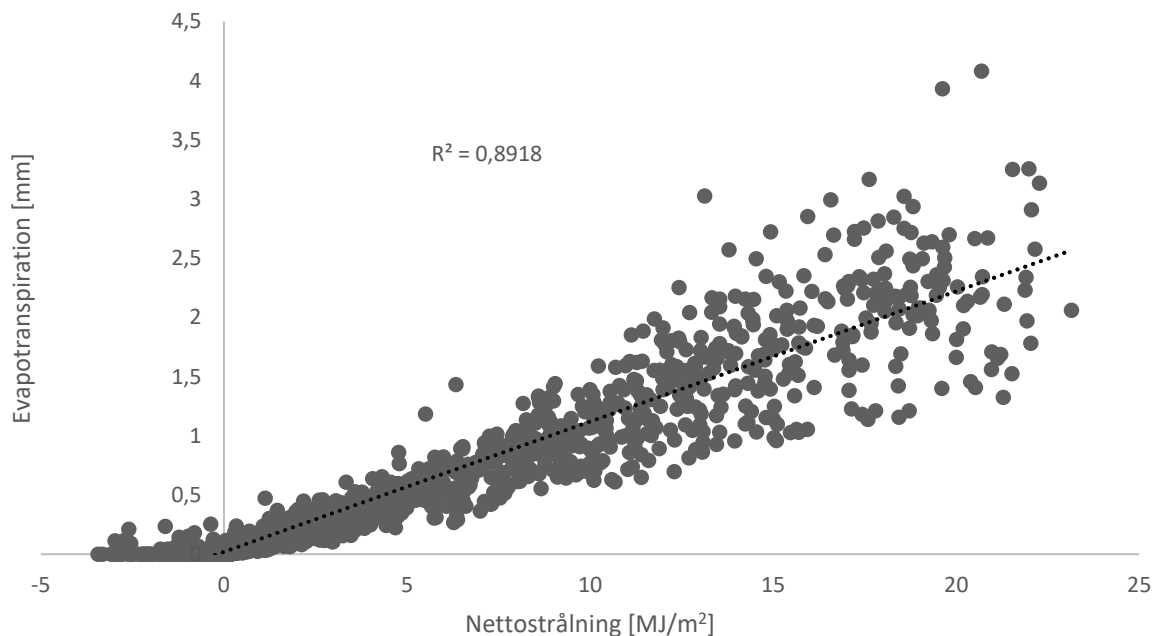
4.4 OLIKA VARIABLERS PÅVERKAN

I nedanstående avsnitt redovisas hur olika variabler påverkar de valda ekvationerna Penman-Monteith och Priestley-Taylor. Nederbörd har tydlig inverkan på hur ekvationernas dygnsvärden förändras (Figur 12). Evapotranspirationen sjunker de dagar då nederbörd faller och ökar dagarna efter. Mönstret med ökning och minskning följer nederbördens kurva men evapotranspirationsmängden påverkas inte mycket av hur stor nederbördstopp enskilda dagar har.

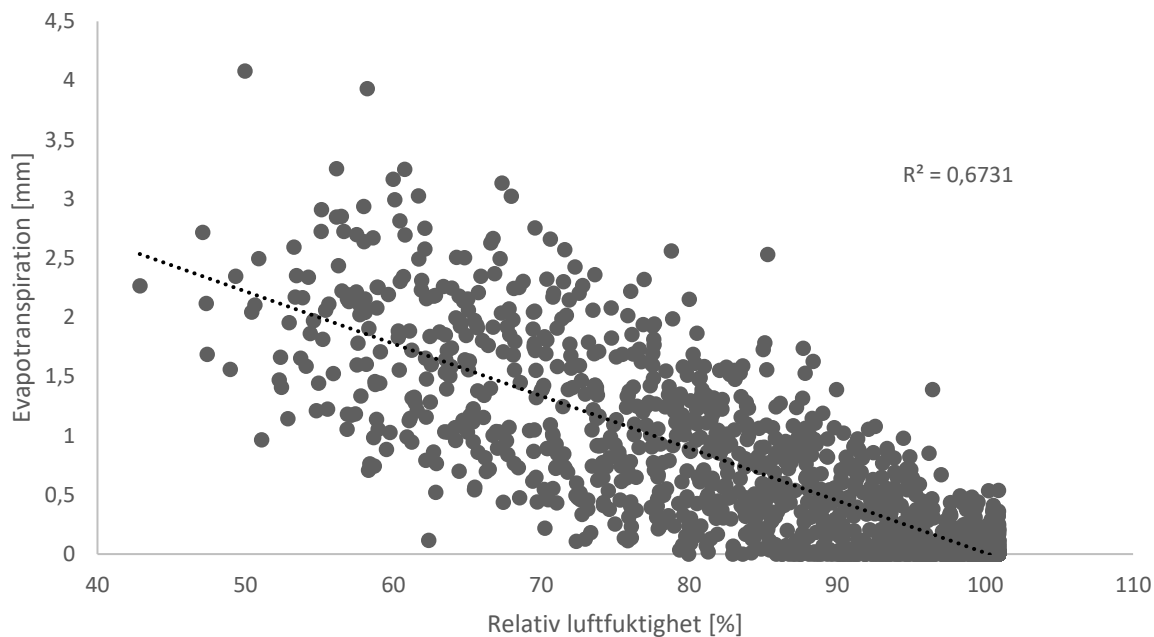


Figur 12. Nederbörd och beräknade dygnsvärden (Penman-Monteith och Priestley-Taylor) för evapotranspiration i Gårdsjön juni 2016.

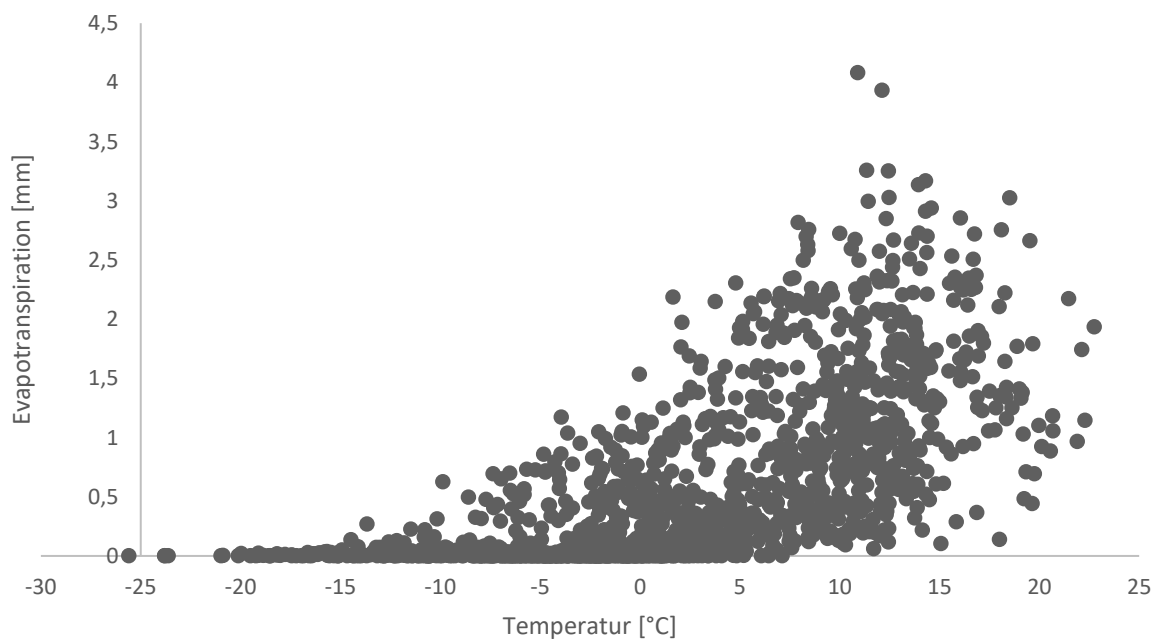
I standardformen av Penman-Monteith ingår fyra variabler som hämtas från uppmätt data. Nettostrålningen påverkar beräknad evapotranspiration starkt (Figur 13) och även med relativ luftfuktighet finns ett linjärt samband (Figur 14). Evapotranspirationen ökar till viss del med högre temperatur (Figur 15) medan vindhastigheten är den variabel med tydligt lägst påverkan (Figur 16).



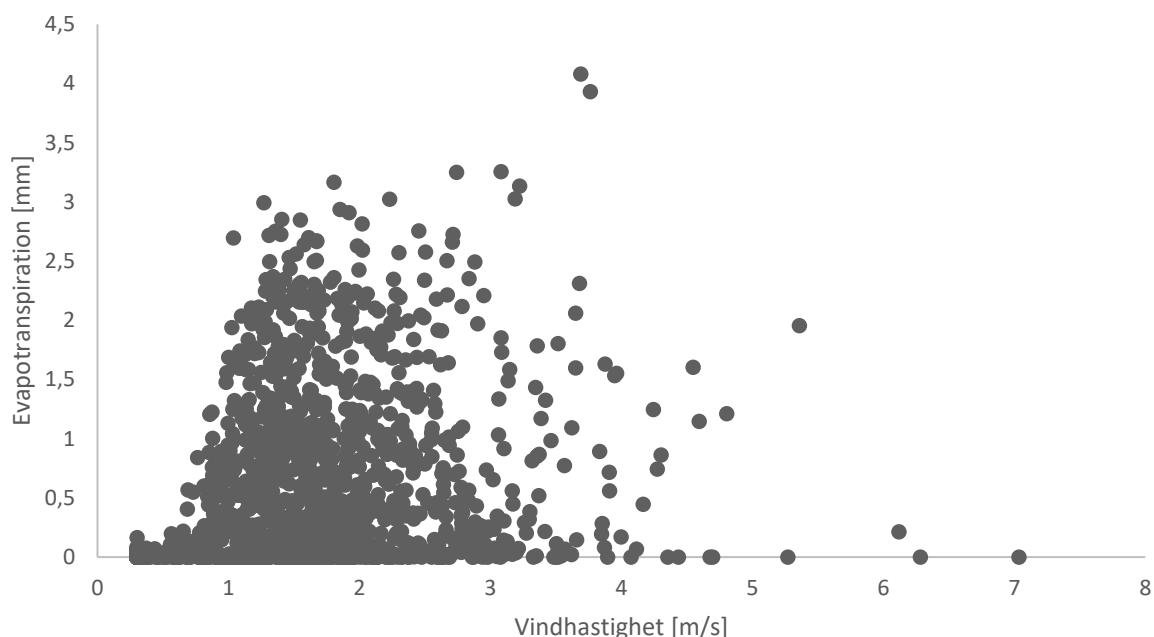
Figur 13. Dygnsvärden av beräknad evapotranspiration (Penman-Monteith) som en funktion av uppmätt nettostrålning i Gammtratten under samtliga år.



Figur 14. Dygnsvärden av beräknad evapotranspiration (Penman-Monteith) som en funktion av uppmätt relativ luftfuktighet i Gammtratten under samtliga år.

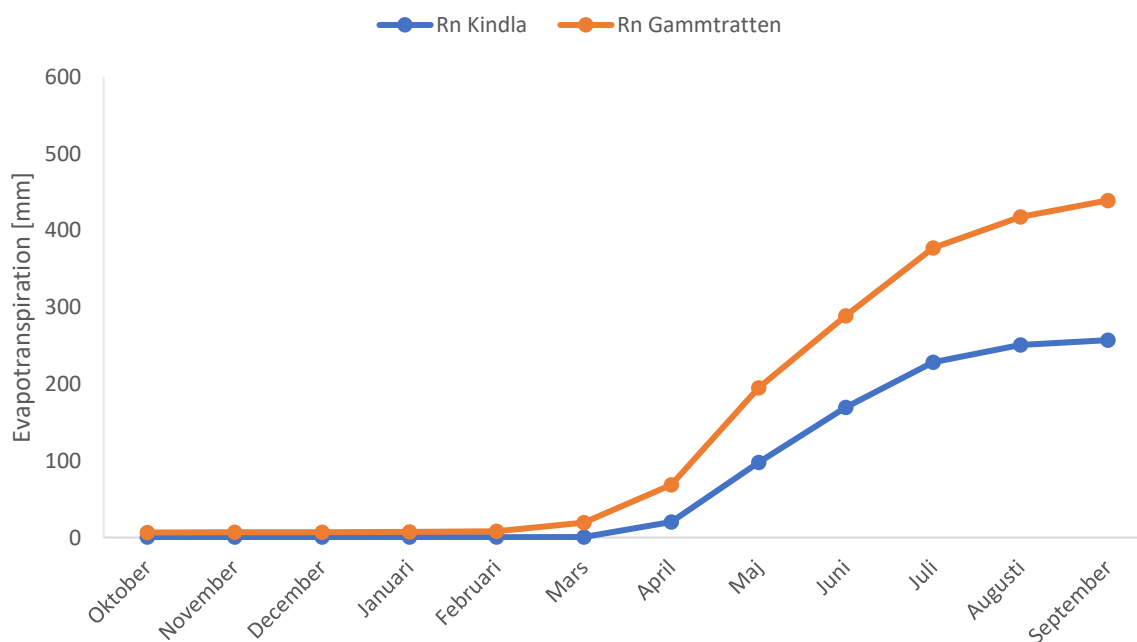


Figur 15. Dygnsvärden av beräknad evapotranspiration (Penman-Monteith) som en funktion av uppmätt temperatur i Gammtratten under samtliga år.

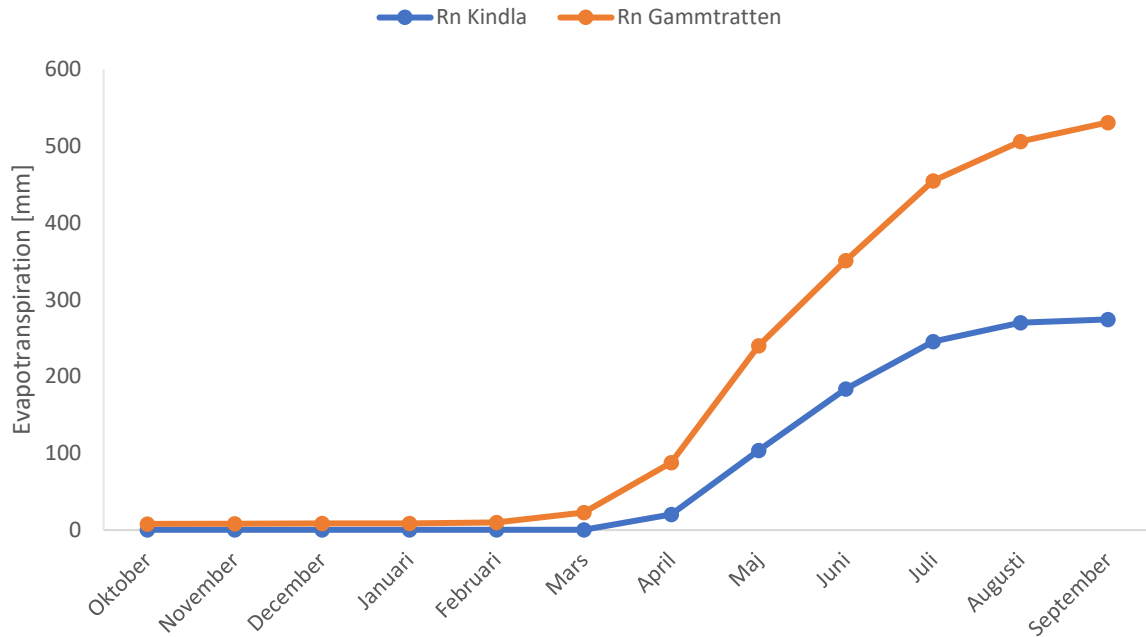


Figur 16. Dygnsvärden av beräknad evapotranspiration (Penman-Monteith) som en funktion av uppmätt vindhastighet i Gammtratten under samtliga år.

Bristfälliga mätningar ger Kindla orimligt låg nettostrålning. Områdets evapotranspiration ökar kraftigt med både Penman-Monteith och Priestley-Taylor när nettostrålning istället hämtas från Gammtratten (Figur 17 och Figur 18). Gammtrattens medelstrålning per dygn är ungefär nio gånger högre än Kindlas år 17/18 och ger en årlig evapotranspiration som är 182 mm respektive 256 mm högre än den beräknad med Kindlas strålning. I början av året är skillnaden inte så stor men från mars och framåt ökar evapotranspirationen i mycket högre grad. Särskilt Priestley-Taylor påverkas av högre nettostrålningsvärden (Figur 18).

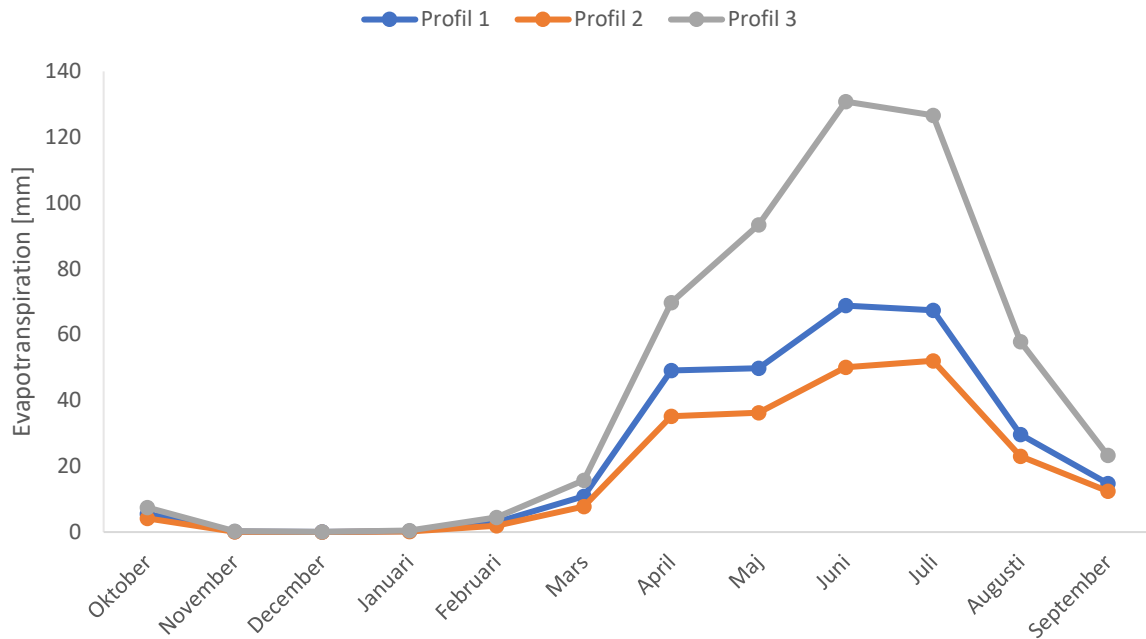


Figur 17. Kumulativ evapotranspiration i Kindla år 17/18 beräknad med nettostrålning uppmätt i Kindla respektive Gammtratten. Beräknad med Penman-Monteith.

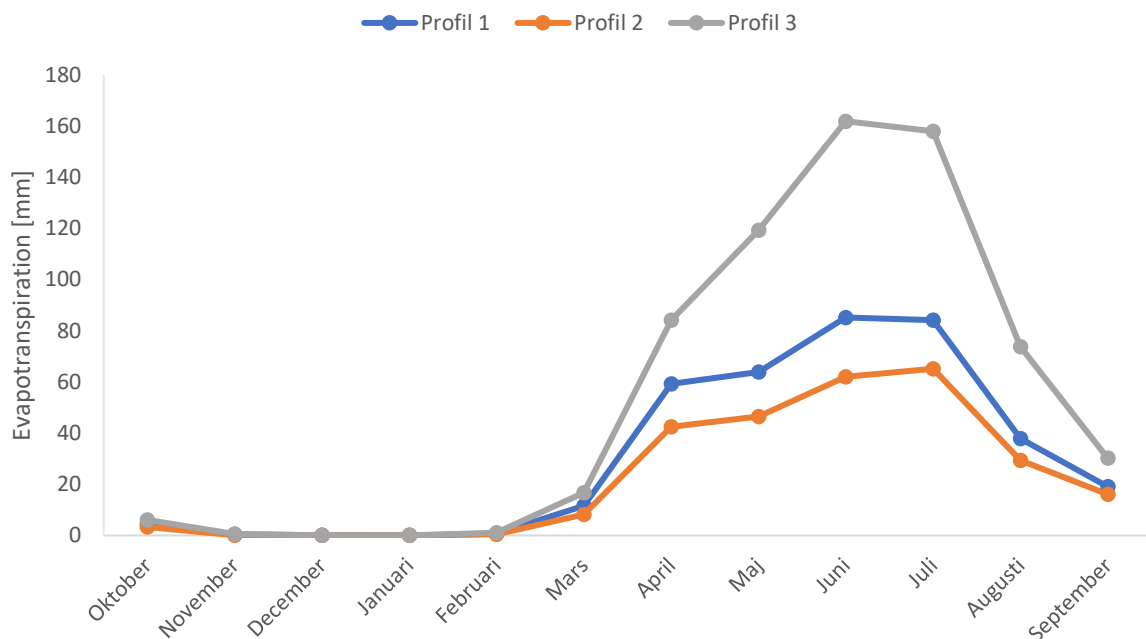


Figur 18. Kumulativ evapotranspiration i Kindla år 17/18 beräknad med nettostrålning uppmätt i Kindla respektive Gammtratten. Beräknad med Priestley-Taylor.

Gammtratten har mycket tillgängliga data för markvattenhalt. Vilken markprofil som halterna hämtas från, inströmningsområde (Profil 1), utströmningsområde (Profil 3) eller område där emellan med hydrologiska egenskaper som varierar med grundvattennivån (Profil 2), har stor betydelse för evapotranspirationen (Figur 19 och Figur 20). Markvattenhalter från profil 1 hämtas från 20 cm djup, från profil 2 på 13 cm djup och från profil 3 på 20 cm djup. Medelvärde för markvattenhalter från profil 3 var nästan dubbelt så högt som för de andra två profilerna.



Figur 19. Evapotranspiration i Gammtratten år 18/19 beräknad med Penman-Monteith och markvattenhalter från tre markprofiler med olika lägen i terrängen. Inströmningsområde (Profil 1), utströmningsområde (Profil 3) och område där emellan med hydrologiska egenskaper som varierar med grundvattennivån (Profil 2).



Figur 20. Evapotranspiration i Gammtratten år 18/19 beräknad med Priestley-Taylor och markvattenhalter från tre markprofiler med olika lägen i terrängen. Inströmningsområde (Profil 1), utströmningsområde (Profil 3) och område där emellan med hydrologiska egenskaper som varierar med grundvattennivån (Profil 2).

5. DISKUSSION

Beräkningar med ekvationer baserade på meteorologiska data gav evapotranspiration som jämfördes med värden från vattenbalansmetoden, Fyris-Q och S-HYPE på dygns-, månads- och årsbasis. Både likheter och skillnader mellan metoderna observerades, vilket tillsammans med variabelpåverkan och möjligheterna till beräkning för kortare tidsperioder diskuteras nedan.

5.1 JÄMFÖRELSE ALLA MODELLER

I Aneboda är evapotranspirationen beräknad med Penman-Monteith och Priestley-Taylor lägre än den genererad med övriga modeller, med undantag för något år där Priestley-Taylor ger värden liknande Fyris-Q (Tabell 2). En stor anledning till detta är förmodligen att de markvattenhalter som använts är allt för låga eftersom evapotranspirationen innan anpassningen till tillgängligt vatten inte är osedvanligt låg. Vattenbalansen ger det högsta medelvärdet i Aneboda och för två av åren är evapotranspirationsvärdena klart högre än övriga modellers. En orsak till de höga värdena kan vara låg avrinning till följd av varmt och torrt väder.

Även i Kindla genererar Penman-Monteith och Priestley-Taylor evapotranspirationsvärden som är klart lägre än de andra modellernas, vilket till stor del kan förklaras av låga strålningsvärden (Figur 17 och Figur 18).

I Gammtratten ger ekvationerna istället värden som är högre än vattenbalansens och Fyris-Q men tydligt lägre än värdena från S-HYPE. IM har vissa problem med nederbördsmätningarna i området vilket sannolikt ger vattenbalansen lite för låga värden. Det finns risk för att de höga värdena från S-HYPE är överskattade då data därifrån inte är hämtade för det exakta IM-området och därmed inte tar hänsyn till att Gammtratten ligger högt upp i terrängen jämfört med omgivande marker. Det är möjligt att S-HYPE är mer representativ för lägre marker och därför ger högre evapotranspiration.

Gårdsjön är det område där modellerna är mest lika varandra på årsbasis men som för alla områden varierar relationen mellan månadsvärden kraftigt (Figur 2–5).

Vattenbalansen är den modell som oftast ger högst värden den första halvan av det hydrologiska året men dessa är troligen överskattade i många fall eftersom en varierande stor del av nederbörden lagras som snö under den perioden. Resultat från andra studier visar att dålig kontroll på det lagrade vattnet påverkar skattningen av evapotranspiration särskilt mycket i regioner med låg avdunstning (Zeng m.fl., 2012). I samtliga kumulativa jämförelser syns att vattenbalansens kurva antingen planar ut, det vill säga att endast liten ökning i evapotranspiration sker, eller sjunker, alltså negativ evapotranspiration, under någon eller några månaders tid på våren. I Gammtratten som ligger längst norrut av de fyra områdena sker detta oftast något senare än i övriga områden och kurvan blir som regel mycket lägre. Förklaringen till det återkommande mönstret är att snömagasinens smältning under denna period kraftigt förstärker avrinningen som då kan överstiga nederbörden med negativ evapotranspiration som följd.

Penman-Monteith och Priestley-Taylor visar likartat mönster varje år medan S-SHYPE och Fyris-Q uppvisar variation i mönster år från år och kan starta året med både hög och låg evapotranspiration. Även på dygnsnivå varierar Fyris-Q betydligt mer än Penman-Monteith

och Priestley-Taylor, både då de tre ger lika och olika månadsvärden (Figur 6 och Figur 7). De höga topparna som Fyris-Q plötsligt genererar för enskilda dagar infaller i samtliga fall på dagar där tydliga nederbördstoppar observerats, vilket tyder på att modellen reagerar starkt och direkt på nederbörd. Även när alla tre modeller ger lika månadstotal (Figur 6) kan den lilla topp som infaller den 22 oktober förklaras av månadens högsta nederbörd som dock inte är hög i jämförelse med vissa dagar i juni (Figur 7). Penman-Monteith och Priestley-Taylor har inte nederbörd som input-variabel och beror på dygnsnivå därför inte lika mycket av sådana plötsliga variationer. Modellen som Fyris-Q till stor del baseras på, WASMOD, har i andra undersökningar också visat sig följa nederbördsmönster då evapotranspirationen i de flesta fall ökar vid ökad nederbörd men då har huvudsakligen årliga jämförelser gjorts (Li m.fl., 2011).

Vattenbalansen stämmer överens med ekvationerna Penman-Monteith och Priestley-Taylor på dygnsnivå vissa månader men är på grund av lagringsproblematiken generellt inte en tillförlitlig modell för så korta tidsperioder och därför är det inte relevant att ha med den i sådana jämförelser. Det har tidigare visats att sådana analyser även är missvisande på grund av kortvariga ändringar av markfuktighet (Hasenmueller & Criss, 2013). På grund av de fem modellernas stora variation, både mellan år och hur de relaterar till varandra, är det svårt att uttala sig om vilken som kan anses spegla verkligheten bäst. När vattenbalansen används för hydrologiska år bör den vara en relativt pålitlig metod. Andra studier har bedömt att vid årliga jämförelser för väl beskrivna avrinningsområden kan vattenbalansens värden nästan anses ideala och därför användas för att validera andra metoder (Senay m.fl., 2011). För flera områden skiljer sig dock vattenbalansens värden från årlig evapotranspirationen beräknad med Penman-Monteith och Priestley-Taylor. I Gårdsjön, som är det enda område utan tydliga felkällor för en jämförelse mellan dessa tre modeller för hydrologiska år, ger vattenbalansen klart lägre medelvärde. Standardavvikelsen är dock stor och för hälften av de undersökta åren ligger vattenbalansens värde ändå mellan Penman-Monteith och Priestley-Taylor. Med mer korrekt uppmätt data bör det därför finnas möjligheter till att uppnå liknande evapotranspirationsvärden för de tre metoderna.

5.2 JÄMFÖRELSE PENMAN-MONTEITH OCH PRIESTLEY-TAYLOR

Priestley-Taylor är en mindre komplex variant av Penman-Monteith och resultaten visar både på likheter och skillnader ekvationerna emellan. Båda ekvationerna följer samma inomårsvariation där evapotranspirationen är låg fram till mars och ökar sedan mycket under senare delen av året (Figur 8). Detta beror sannolikt på att nettostrålningen, som är den variabel som påverkar avdunstningen mest (Figur 13), varierar kraftigt över året med negativa värden under vintern och kraftigt positiva värden på sommaren. Flera tidigare studier av de två ekvationerna visar på samma årliga mönster för evapotranspirationen (Xu & Singh, 2002; Caporusso & Rolim, 2015; Yeh, 2017). Några av dessa menar att Priestley-Taylor underskattar avdunstningen under stora delar av vintern (Caporusso & Rolim, 2015) respektive under december och januari (Yeh, 2017) och överskattar den under resten av året. De har i båda fallen jämfört med Penman-Monteith som bedömts generera korrekta värden. Överskattade värden för Priestley-Taylor är möjligen fallet även i den här undersökningen. För samtliga år och områden ger Priestley-Taylor i alla fall högre evapotranspiration än Penman-Monteith och varierar också mer under året. Större variation hos Priestley-Taylor med lägre minimumvärde, högre maximumvärde och större standardavvikelse har påvisats även i tidigare studier (Yeh, 2017).

Ekvationerna har två gemensamma variabler, nettostrålning och temperatur, som påverkar dem olika mycket och kan förklara skillnader i evapotranspiration. Då Penman-Monteith

innehåller fler variabler som bestäms av temperatur påverkas den ekvationen lite mer av temperaturförändringar. Dock ger så små ändringar som uppstår i vårt klimat inte mycket utslag då sambandet med evapotranspiration inte är speciellt starkt (Figur 15). Den största anledningen till att Priestley-Taylor varierar mer under året och ger en högre årstotal är istället att den ekvationen påverkas i högre grad än Penman-Monteith av nettostrålningen (Figur 17 och Figur 18). Detta beror delvis på att Penman-Monteith, till skillnad från Priestley-Taylor, innehåller två termer och därmed kan den ena termen kompensera för exempelvis negativa värden orsakade av låg nettostrålning i den andra. Eftersom Priestley-Taylor påverkas mer av nettostrålningen sjunker ekvationens evapotranspirationsvärde närmare det som Penman-Monteith beräknar när strålningen är låg, vilket oftast sker under vintermånaderna (Figur 9). Detta är även en förklaring till att ekvationerna ligger närmare varandra i Kindla än i övriga områden (Tabell 2). På grund av mycket låga strålningsvärden skiljer ekvationerna endast cirka 10 procent i Kindla, men detta är fallet även i Gårdsjön som har något högre strålningsvärden än både Aneboda och Gammtratten. I dessa två områden skiljer det ungefär 20 procent mellan ekvationerna. Mängdmässigt skiljer det nästan lika mycket mellan ekvationerna i Aneboda, Gammtratten och Gårdsjön men eftersom det sistnämnda området har en betydligt högre total årsavdunstning blir den procentuella skillnaden mindre. Andra studier har också undersökt hur de två ekvationerna skiljer sig åt och visat att Penman-Monteith ger högre värden än Priestley-Taylor vid låga strålningsvärden och tvärtom vid högre värden (Zhang, 2011). Det är ett mönster som kan ses även när Penman-Monteith jämförs med flera andra strålningsbaserade ekvationer för evapotranspiration (Yeh, 2017).

5.3 VARIABELPÅVERKAN OCH ANPASSNINGAR

Eftersom andelen tillgängligt markvatten används som en direkt faktor i både Penman-Monteith och Priestley-Taylor påverkas de mycket och likartat av det värdet (Figur 19 och Figur 20). I fallet med Gammtratten ger markprofil 3 klart högst evapotranspiration vilket är väntat då det oftast är fuktigast vid lågpunkter i terrängen. Markfuktigheten beror även på djupet som för de olika profilerna varierar några cm. Stora variationer av markfuktighet leder i ekvationerna till stora inbördes skillnader av beräknad evapotranspiration inom området. För att göra beräkningarna representativa för hela avrinningsområdet kan detta antingen delas in i mindre delområden eller så bör något slags medelvärde användas.

Även om inte evapotranspirationsmängden från Penman-Monteith och Priestley-Taylor påverkas lika mycket av plötslig nederbördsökning som den gör med Fyris-Q, är det tydligt att evapotranspirationens förändring på dygnsbasis i hög grad beror av nederbördsmönster (Figur 12). När nederbörd faller ökar luftfuktigheten som med sitt starka negativa linjära samband (Figur 14) bidrar till att evapotranspirationen sjunker dessa dagar. Dagarna efter nederbörd ökar istället evapotranspirationen till följd av lägre luftfuktighet och mer tillgängligt vatten.

Nettostrålning ingår i både Penman-Monteith och Priestley-Taylor och är för båda ekvationerna den viktigaste variabeln. Tyvärr är det också den variabel som har störst osäkerhet eftersom det finns en del problem med strålningsmätningar inom IM-programmet. För att undvika resultat som de i Kindla och ge ekvationerna möjlighet till tillförlitliga värden måste nettostrålningen, eller åtminstone globalstrålningen, vara rimlig. I Gårdsjön mäts inte nettostrålning och markvattenhalter saknades (Tabell 1) men Penman-Monteith och Priestley-Taylor gav ändå resultat i paritet med övriga modeller, vilket tyder på att ekvationerna kan hantera viss avsaknad av data. Om värdena för globalstrålning är tillförlitliga fungerar omvandlingen till nettostrålning även om denna blir uppskattad med betydande osäkerhet. Gällande markvattenhalter verkar inte kvoten mellan dessa och fältkapacitet förändras så

mycket mellan områdena, vilket kan förklara Gårdsjöns resultat. Vindhastighet har nästan ingen betydelse för evapotranspirationen (Figur 16) så saknade observationer för den variabeln kan mycket enkelt skattas från exempelvis mätstationer i närheten eller värden från tidigare år, så länge de representerar förhållandena vid den aktuella platsen. För de andra, mer betydelsefulla variablerna är det viktigare att uppskattade värden blir så korrekta som möjligt. Det finns vissa meningsskiljaktigheter kring vilka variabler som är avgörande för ett pålitligt resultat. Flera studier stödjer vad den här undersökningen visar medan andra exempelvis menar att evapotranspirationen påverkas mer av temperatur än av relativ luftfuktighet (Zhang, 2011) eller att relativ luftfuktighet har högre känslighet än nettostrålning (Gong m.fl., 2006). Klimat och årstid är faktorer som kan påverka variabelers betydelse och känslighet (Gong m.fl., 2006).

En fördel med Priestley-Taylor är att den innehåller färre variabler än Penman-Monteith och därmed kräver färre mätningar och skattningar av saknade observationer. I detta arbete har saknade värden tagits fram genom enkla medelvärdesberäkningar från några få års tidigare data och en jämförelse med omkringliggande dagars data. Den metoden bör förbättras i framtida undersökningar, vilket är möjligt om det exempelvis finns ett större underlag av pålitliga observationer att skatta från. En svårighet i det här arbetet var att kalibrera saknade värden samt värdera anpassningar av ekvationerna då det inte fanns några tydligt rätta värden eller mönster.

Vid dagliga beräkningar av evapotranspiration brukar, som tidigare nämnt (3.2.1), densiteten av markens värmefflöde, G , försummas men det finns vissa invändningar mot detta. Eftersom värmefflödet, trots att det sett över hela dygnet närmar sig 0, till största del är enkelriktat under dagen när majoriteten av avdunstningen sker kan det leda till överskattning av evapotranspirationen (Owe & Van De Griend, 1990). Å andra sidan finns det risk för att evapotranspirationsvärdena underskattats då medeltemperaturer har nyttjats istället för dagliga minimum- och maximumvärden. Användning av medeltemperaturer ger lägre mätnadsångtryck och därmed lägre evapotranspiration (Allen m.fl., 1998).

Att beräkna evapotranspiration från skog är komplicerat då både transpiration från trädkronor och evaporation från mark, markvegetation samt interception ska beaktas. När ekvationerna anpassades efter vegetation användes samma faktor för hela områdena, trots att de i verkligheten utgörs av varierande växtlighet, då det var svårt att hitta värden i litteraturen. Eftersom vegetationskoefficienten multipliceras rakt av med ekvationerna har det stor betydelse vilket värde som väljs och denna generalisering i kombination med att ekvationerna främst är beprövade för jordbruksförhållanden ger osäkerheter i resultaten.

Det är också svårt att avgöra om värdena som ekvationerna Penman-Monteith och Priestley-Taylor ger är tillförlitliga över hela året då ingen särskild anpassning gjorts för exempelvis vinterförhållanden. Samma vegetationsanpassning användes även när det fanns snö. Något som talar för att ekvationerna genererar rimliga värden samt att det var en god korrigeringsatt sätta alla negativa dygnsvärden till noll är att vinteravdunstningen med båda ekvationerna uppgår till cirka 10 procent av årets totala avdunstning (Figur 10). Att Gammtrattens vinteravdunstning utgör cirka 6 procent och Gårdsjöns cirka 13 procent kan förklaras av hur vintrarna vanligen ser ut i olika delar av Sverige. I Gårdsjön på västkusten i söder är vintern varmare och det förekommer mer tillgängligt vatten än i Gammtratten i norra delen av landet, som har mer snö och därmed mindre avdunstning.

Trots osäkerheter kring ekvationernas variabler och anpassningar har de uppvisat att de kan ge vad som är förmodat goda evapotranspirationsvärden. I de fall där resultaten är avvikande kan det härledas till felaktiga data och båda ekvationerna visar upp liknande mönster som i andra studier. Penman-Monteith kan antas ge mindre fel men är mer krävande i förhållande till tillgängliga data. Om Priestley-Taylor används kan någon form av anpassning behöva göras avseende årliga mönster av över- och underskattningar.

6. SLUTSATSER

De två ekvationerna Penman-Monteith och Priestley-Taylor valdes för att beräkna evapotranspiration baserad på meteorologiska data i de fyra IM-områdena. Resultatet av jämförelsen med modellerna vattenbalans, Fyris-Q och S-HYPE visade att för två av områdena, Aneboda och Kindla, var evapotranspirationen från de valda ekvationerna tydligt lägre än övriga modellers årsvärden och därmed även månadsvärden för de flesta år. Förklaringen till detta är förmodligen osäkerheter i uppmätt data, i de här fallen låga markvattenhalter respektive strålningsvärden. För de andra två områdena, Gammtratten och Gårdsjön, överensstämmer den beräknade evapotranspirationen mer med övriga modeller vid jämförelse av årstotaler. Vattenbalansen, Fyris-Q och S-HYPE skiljer sig dock i varierande grad sinsemellan, så likheten med dessa beror mycket på vilken modell som avses. På månadsnivå var variationen stor mellan alla modeller.

Penman-Monteith och Priestley-Taylor uppvisar samma mönster för årlig evapotranspiration varje år. Penman-Monteith ger något högre värden de första månaderna av det hydrologiska året medan Priestley-Taylor alltid ger en högre årstotal. Detta förklaras troligen till stor del av hur de responderar på nettostrålning som varierar kraftigt över året och är den variabel som påverkar ekvationerna mest. Det varierade vilken av ekvationerna som var närmast de övriga modellerna och i vissa fall var den ena ekvationen närmast en modell och den andra närmast en annan.

Priestley-Taylor kräver färre variabler än Penman-Monteith och är därmed ett lättare alternativ att anpassa och använda, dock finns det risk för överskattade värden under sommarhalvåret. Saknade observationer har ersatts med hjälp av enkla metoder som bör utvecklas för att nå mer pålitligt resultat. Med lite bättre anpassningar och framför allt med mer korrekt uppmätta variabler ger båda ekvationerna årlig evapotranspiration som liknar de övriga modellernas. Det bör därför även vara möjligt att skatta evapotranspiration för kortare tidsperioder med hjälp av dessa. Vilken av ekvationerna som är mest lämplig beror på vilka anpassningar som är genomförbara.

7. REFERENSER

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. (FAO Irrigation and drainage paper nr. 56). Rom: FAO.
<http://www.fao.org/3/x0490e/x0490e04.htm#TopOfPage> [2021-02-20]
- Caporusso, N.B. & Rolim, G. de S. (2015). Reference evapotranspiration models using different time scales in the Jaboticabal region of São Paulo, Brazil. *Acta Scientiarum. Agronomy*. 37(1), 1–9.
<https://doi.org/10.4025/actasciagron.v37i1.18277>
- Djordjic, F., Hansson, K., Widén-Nilsson, E. (2012). FyrisQ – A Water Balance Model. [Intern rapport]. Institutionen för vatten och miljö, SLU. Uppsala. 24 pp.
- Eklund, A., Gardelin, M. & Lindroth, A. (2000). *Vinteravdunstning i HBV-modellen - jämförelse med mätdata*. (Hydrologi nr. 83). Norrköping: SMHI.
https://www.smhi.se/polopoly_fs/1.164682!/Hydrologi_83%20Vinteravdunstning%20i%20HBV-modellen%20%20j%C3%A4mf%C3%B6relse%20med%20m%C3%A4tdata..pdf [2021-04-05]
- Fernandes, L., Paiva, C.M. & Filho, O. (2012). Evaluation of six empirical evapotranspiration equations – case study: Campos dos Goytacazes/RJ. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 27(3), 272 - 280.
<https://doi.org/10.1590/S010277862012000300002>
- Fisher, J.B., DeBiase, T.A., Qi, Y., Xu, M. & Goldstein, A.H. (2005). Evapotranspiration models compared on a Sierra Nevada forest ecosystem. *Environmental Modelling & Software*. 20(6), 783-796.
<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2004.04.009>
- Fitts, C.R. (2013). *Groundwater science*. 2 uppl., Amsterdam: Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/C2009-0-62950-0>
- Funk, C. & Shukla, S. (2020). *Drought Early Warning and Forecasting*. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2016-0-04328-0>
- Gkatsopoulos, P. (2017). A Methodology for Calculating Cooling from Vegetation Evapotranspiration for Use in Urban Space Microclimate Simulations. *Procedia Environmental Sciences*. 38, 477-484.
<https://doi.org/10.1016/j.proenv.2017.03.139>
- Gong, L., Xu, C., Chen, D., Halldin, S. & Chen, Y.D. (2006). Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*. 329(1-3), 620-629.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.027>
- Hasenmueller, E.A. & Criss, R.E. (2013). Water Balance Estimates of Evapotranspiration Rates in Areas with Varying Land Use. I: Alexandris, S (red.) *Evapotranspiration – An Overview*. London: IntechOpen.
<https://doi.org/10.5772/52811>
- Li, Z., Xu, Z. & Li, Z. (2011). Performance of WASMOD and SWAT on hydrological simulation in Yingluoxia watershed in northwest of China. *Hydrological Processes*. 25(13), 2001-2008. <https://doi.org/10.1002/hyp.7944>
- Löfgren, S. (red.), Grandin, U., Lundin, L., Östlund, M., Bovin, K., Moldan, F., Pihl Karlsson, G. & Rönnback, P. (2020). *Integrerad övervakning av miljötillståndet i svensk skogsmark – IM. Årsrapport 2019*. (Rapport 2020:6). Uppsala: Institutionen för vatten och miljö, SLU. https://pub.epsilon.slu.se/21730/1/lofgren_s_210119.pdf [2021-04-15]

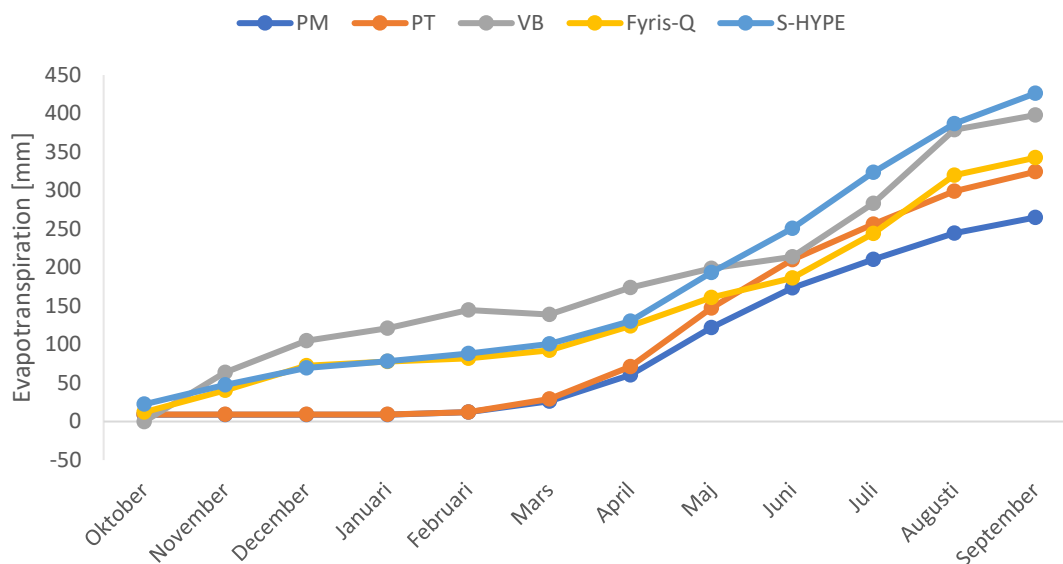
- Olchev, A. & Novenko, E. (2011). Estimation of potential and actual evapotranspiration of boreal forest ecosystems in the European part of Russia during the Holocene. *Environmental Research Letters*. 6(4), 5213. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/4/045213>
- Owe, M. & Van de Griend, A.A. (1990). Daily surface moisture model for large area semiarid land application with limited climate data. *Journal of Hydrology*. 121(1-4), 119-132. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90228-P](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90228-P)
- Priestley, C.H.B. & Taylor, R.J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*. 100(2), 81–92. [https://doi.org/10.1175/15200493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2)
- Senay, G.B., Leake, S., Nagler, P.L., Artan, G., Dickinson, J., Cordova, J.T. & Glenn, E.P. (2011). Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*. 25(26), 4037-4049. <https://doi.org/10.1002/hyp.8379>
- Sentelhas, P.C., Gillespie, T.J. & Santos, E.A. (2010). Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management*. 97(5), 635-644. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2009.12.001>
- SLU (2016a). *IM:s bakgrund och historik*. <https://www.slu.se/institutioner/vatten-miljo/miljoanalys/integrerad-monitoring-im/bakgrund/> [2021-03-10]
- SLU (2016b). *Gammtratten*. <https://www.slu.se/institutioner/vatten-miljo/miljoanalys/integrerad-monitoring-im/gammtratten/> [2021-03-14]
- SLU (2016c). *Gårdsjön*. <https://www.slu.se/institutioner/vatten-miljo/miljoanalys/integrerad-monitoring-im/gardsjon/> [2021-03-14]
- SLU (2016d). *Kindla*. <https://www.slu.se/institutioner/vatten-miljo/miljoanalys/integrerad-monitoring-im/kindla/> [2021-03-14]
- SLU (2019). *Aneboda*. <https://www.slu.se/institutioner/vatten-miljo/miljoanalys/integrerad-monitoring-im/aneboda/> [2021-03-14]
- SLU (u.å.). *Integrerad Monitoring (IM) i Sverige*. <https://www.slu.se/institutioner/vatten-miljo/miljoanalys/integrerad-monitoring-im/> [2021-03-10]
- SMHI (2017a). *Vattnets övergångar till olika faser*. <https://www.smhi.se/kunskapsbanken/vattnets-overgangar-till-olika-faser-1.31766> [2021-05-10]
- SMHI (2017b). *Potentiell avdunstning*. <https://www.smhi.se/kunskapsbanken/hydrologi/potentiell-avdunstning-1.80578> [2021-03-22]
- SMHI (2017c). *HYPE*. <https://www.smhi.se/forskning/forskningsenheter/hydrologisk-forskning/hype-1.557> [2021-04-20]
- SMHI (2018). *Det hydrologiska året*. <https://www.smhi.se/kunskapsbanken/hydrologi/det-hydrologiska-aret-1.280> [2021-03-19]
- SMHI (2020). *HYPE model description*. https://hypeweb.smhi.se/wp-content/uploads/2020/03/hype_model_description.pdf [2021-04-20]
- SMHI (2021a). *Avdunstning*. <https://www.smhi.se/kunskapsbanken/hydrologi/avdunstning-1.30720> [2021-04-10]
- SMHI (2021b). *Vattenbalans*. <https://www.smhi.se/kunskapsbanken/hydrologi/vattenbalans-1.124695> [2021-03-19]
- Stewart, R.B. & Rouse, W.R. (1977). Substantiation of the Priestley and Taylor Parameter $\alpha = 1.26$ for Potential Evaporation in High Latitudes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 16(6), 649–650. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016<0649:SOTPAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<0649:SOTPAT>2.0.CO;2)

- Wan, Z., Zhang, K., Xue, X., Hong, Z., Hong, Y. & Gourley, J.J. (2015). Water balance-based actual evapotranspiration reconstruction from ground and satellite observations over the conterminous United States. *Water Resources Research*. 51(8), 6485-6499. <https://doi.org/10.1002/2015WR017311>
- Xu, C.Y. & Singh, V.P. (2002). Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. *Water Resources Management*. 16(3), 197-219. <https://doi.org/10.1023/A:1020282515975>
- Yeh, H.F. (2017). Comparison of Evapotranspiration Methods Under Limited Data. I: Bucur, D (red.) *Current Perspective to Predict Actual Evapotranspiration*. London: IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/intechopen.68495>
- Zeng, Z., Piao, S., Lin, X., Yin, G., Peng, S., Ciais, P. & Myneni, R.B. (2012). Global evapotranspiration over the past three decades: estimation based on the water balance equation combined with empirical models. *Environmental Research Letters*. 7(1), 4026. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014026>
- Zhang, W. (2011). *Long-Term Trend of Evapotranspiration in Sweden Affected by Climate Change or Land-Use Change*. TRITA–LWR Degree Project 11:02. Stockholm: Department of Land and Water Resources Engineering, KTH. <http://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:530194/FULLTEXT01.pdf> [2021-05-05]
- Zhao, L., Xia, J., Xu, C., Wang, Z., Sobkowiak, L. & Long, C. (2013). Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *Journal of Geographical Sciences*. 23, 359–369. <https://doi.org/10.1007/s11442-013-1015-9>

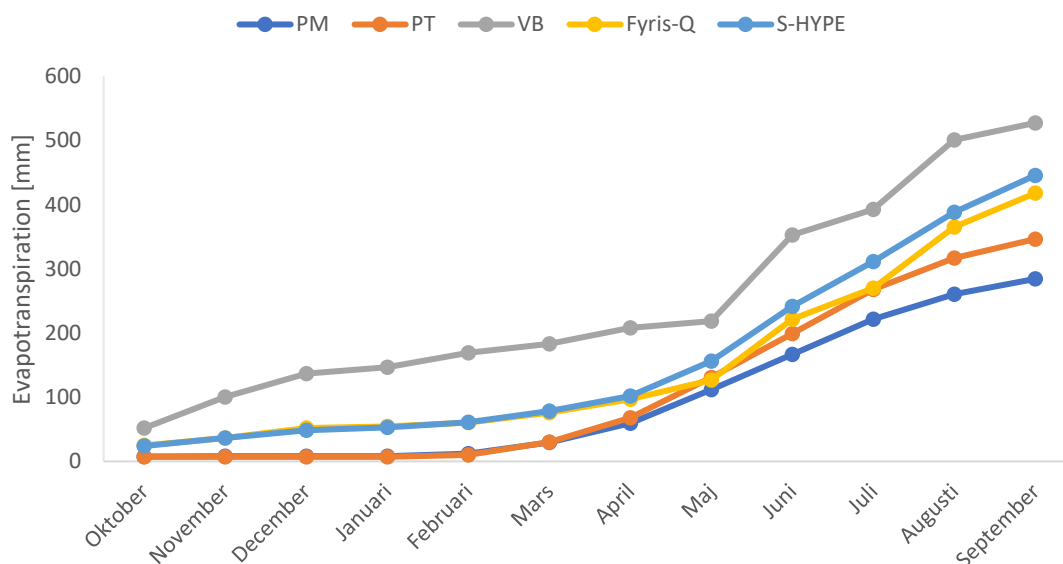
APPENDIX

A. JÄMFÖRELSE SAMTLIGA MODELLER OCH ÅR

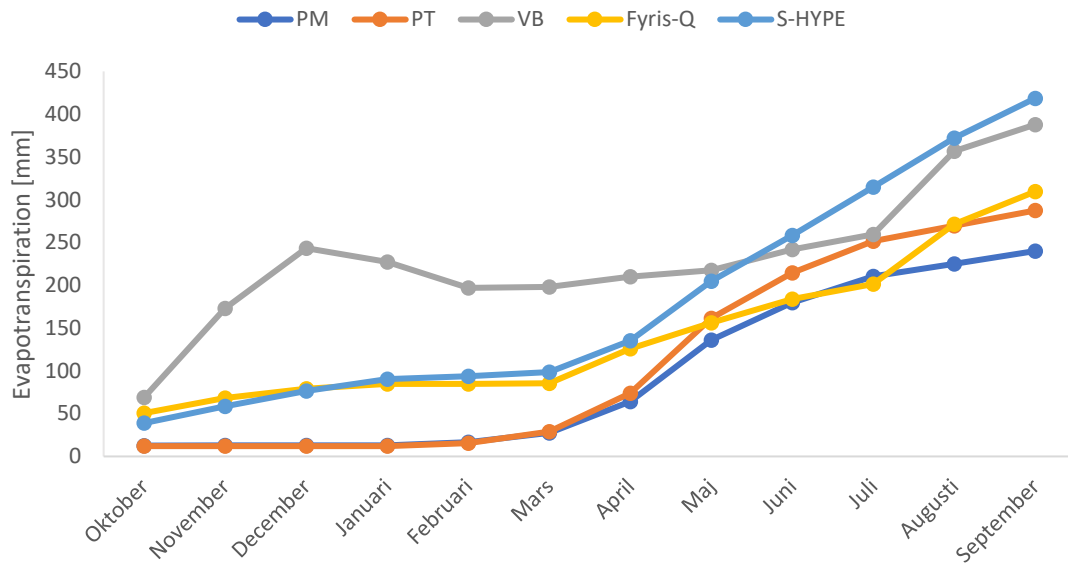
Figur A1-A12 visar kumulativ jämförelse mellan alla modeller för samtliga år och områden, utom Aneboda 18/19, Gammtratten 17/18, Gårdsjön 16/17 och Kindla 15/16 som finns i resultatdelen.



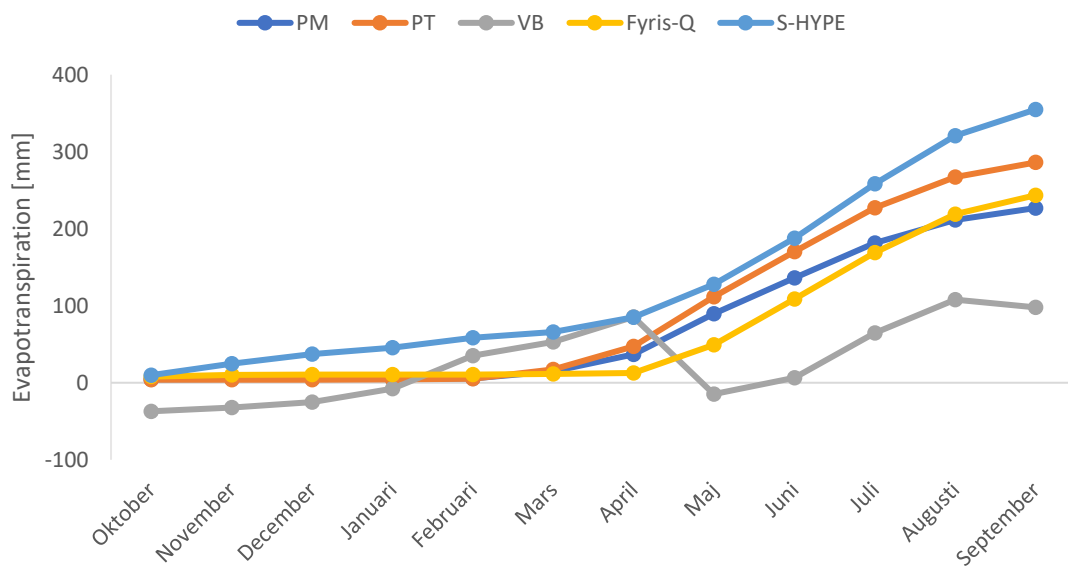
Figur A1. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Aneboda år 15/16 baserad på månadsvärden.



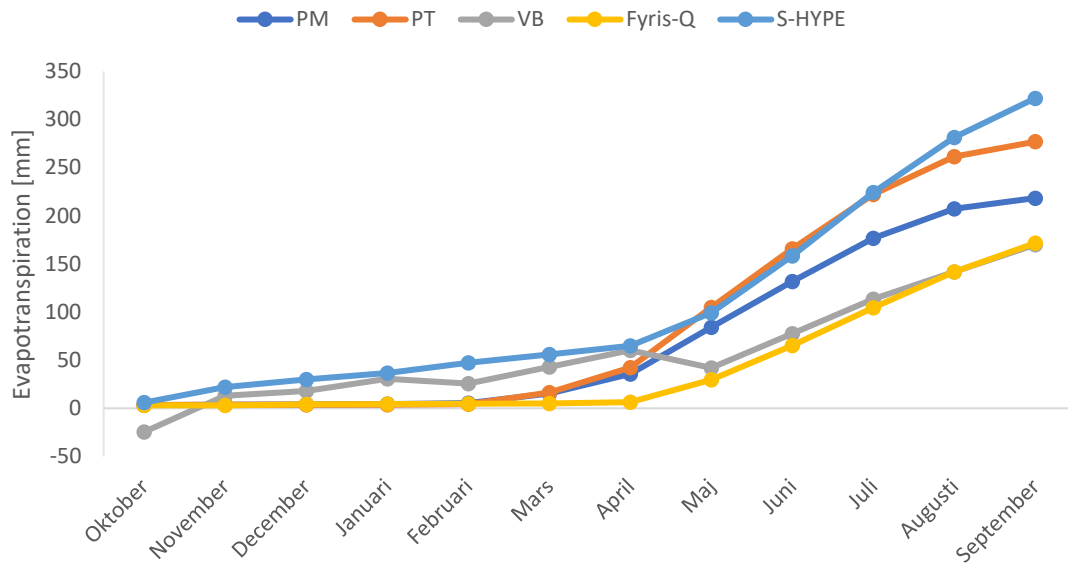
Figur A2. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Aneboda år 16/17 baserad på månadsvärden.



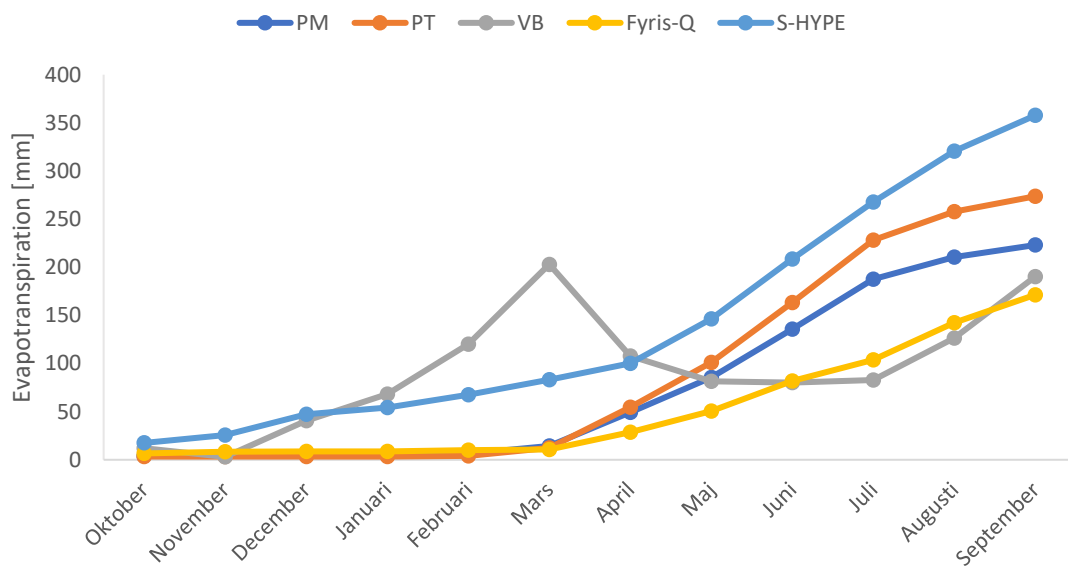
Figur A3. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Aneboda år 17/18 baserad på månadsvärden.



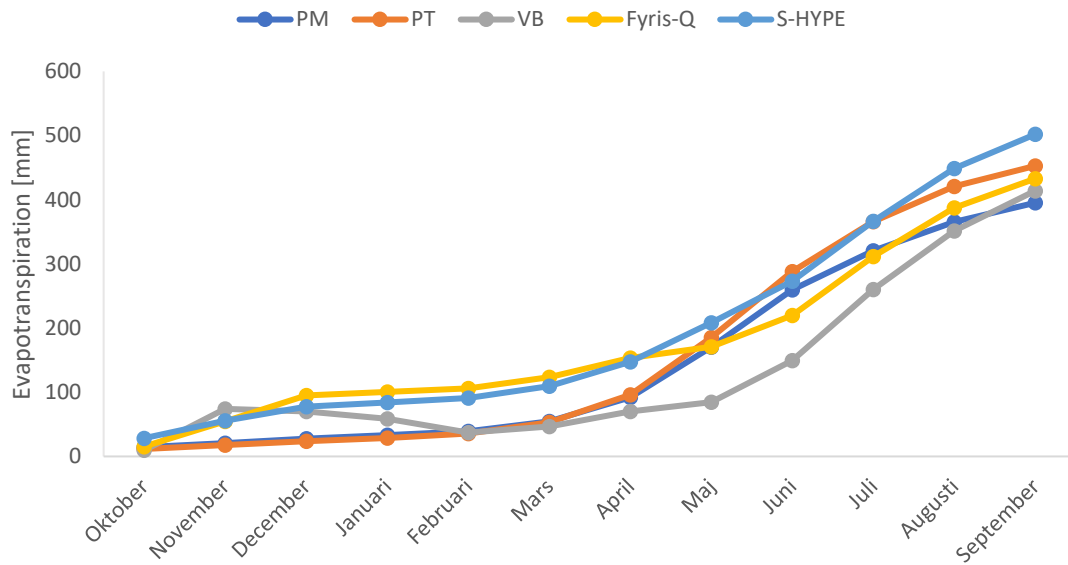
Figur A4. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gammtratten år 15/16 baserad på månadsvärden.



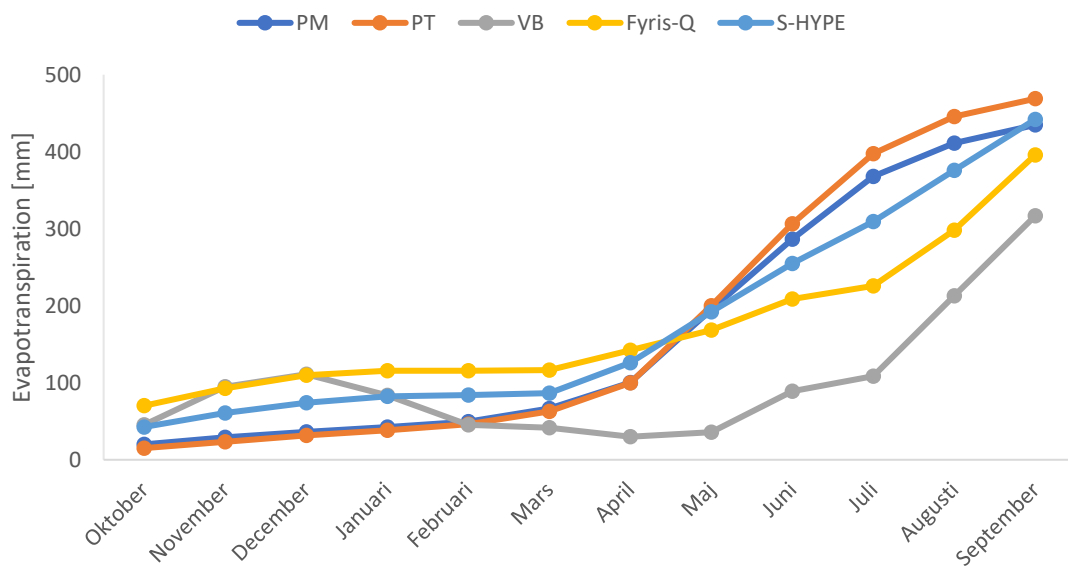
Figur A5. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gammtratten år 16/17 baserad på månadsvärden.



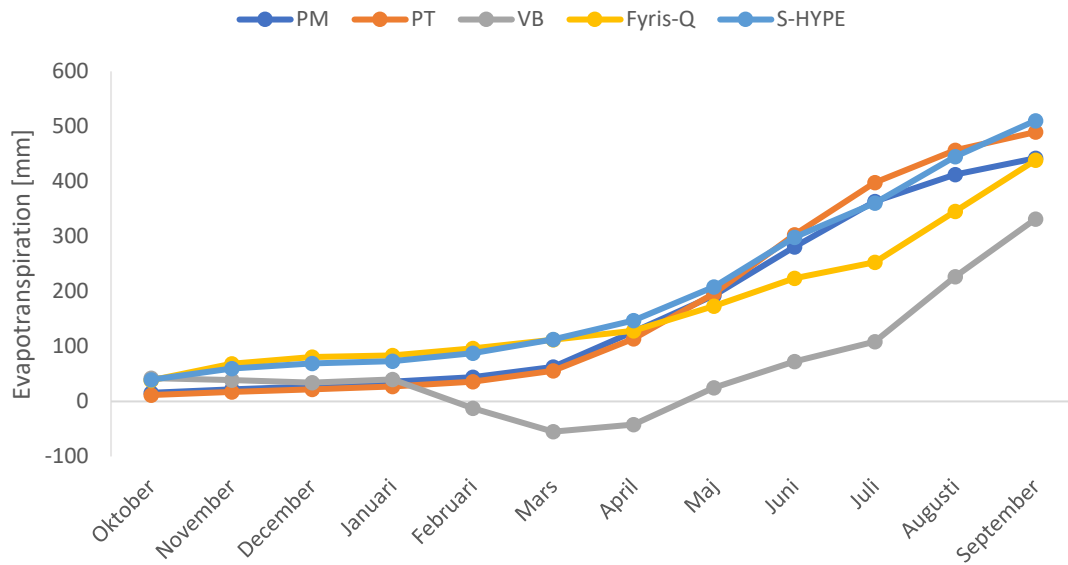
Figur A6. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gammtratten år 18/19 baserad på månadsvärden.



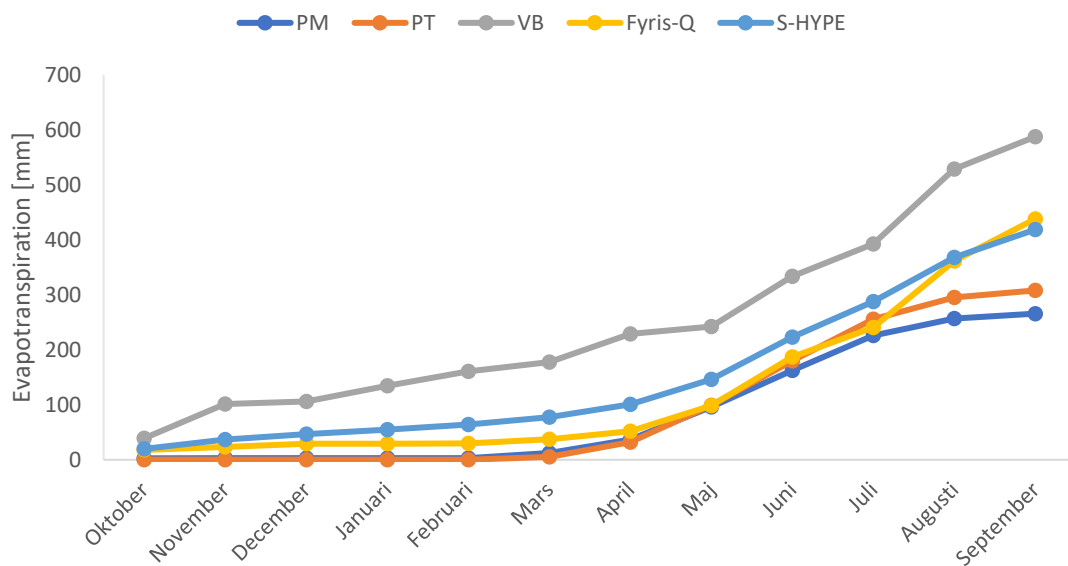
Figur A7. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gårdsjön år 15/16 baserad på månadsvärden.



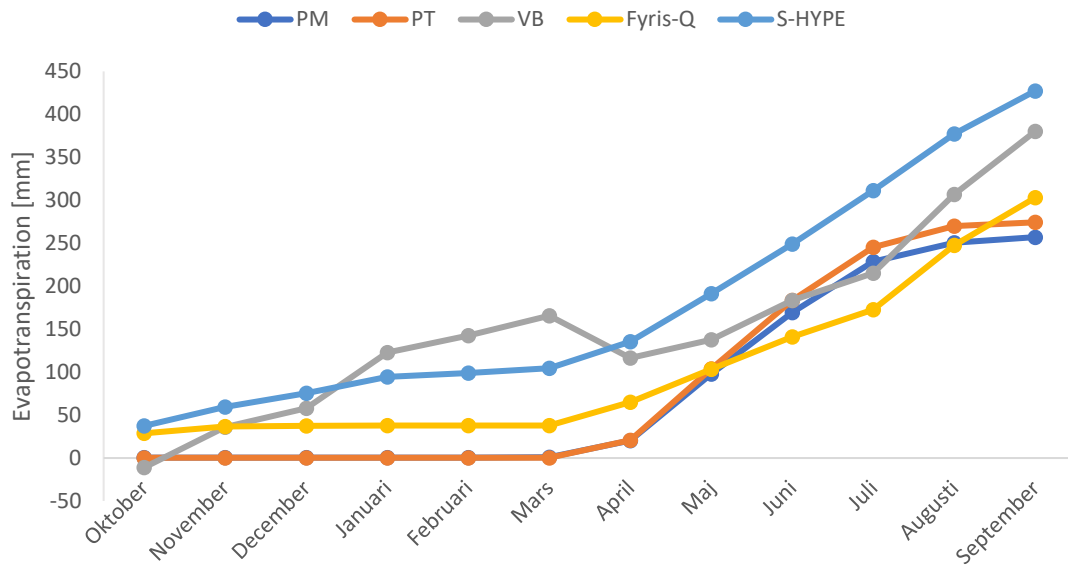
Figur A8. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gårdsjön år 17/18 baserad på månadsvärden.



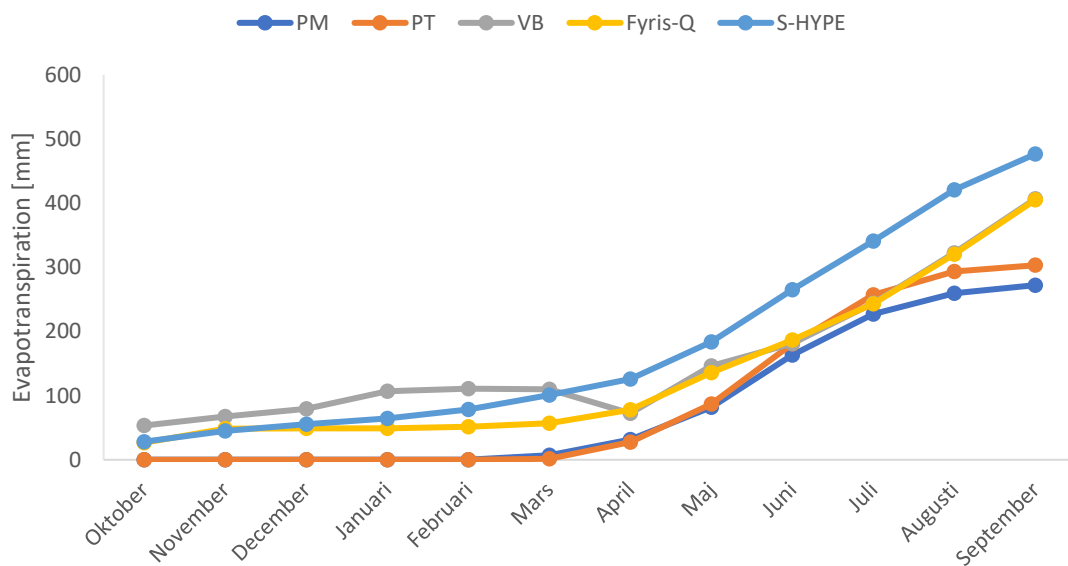
Figur A9. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Gårdsjön år 18/19 baserad på månadsvärden.



Figur A10. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Kindla år 16/17 baserad på månadsvärden.



Figur A11. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Kindla år 17/18 baserad på månadsvärden.



Figur A12. Kumulativ jämförelse av evapotranspiration mellan samtliga modeller i Kindla år 18/19 baserad på månadsvärden.