



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2018 30 stp
Fakultet for realfag og teknologi

Sammenligning av absolutt havnivå fra vannstandsmålere og kystnær altimetri

Comparison of absolute sea level from tide gauges
and coastal altimetry

Anniken Bye

Geomatikk
Fakultet for realfag og teknologi

Forord

Med denne oppgaven fullfører jeg min femårige mastergrad i geomatikk ved Norges Miljø og Biovitenskapelige Universitet (NMBU). Oppgaven er skrevet våren 2018 og utgjør 30 studiepoeng.

Jeg ønsker å rette en stor takk til mine tre veiledere ved NMBU Kristian Breili, Vegard Ophaug og Jon Glenn Omholt Gjevestad, som har gitt meg svært god oppfølging og alltid tatt seg tid til meg når jeg har stått fast. Videre vil jeg takke Kartverket som har vært behjelpelige med data og stilt opp med utstyr og assistent der det har vært nødvendig under feltarbeidet. Jeg vil også takke mine venner Sara Henriksen og Børge Solberg som har viet sin tid til å være sosial støtte på ellers lange og ensomme feltarbeidsdager. Medstudentene på geomatikk fortjener også en takk, for hjelp, samarbeid og gode minner gjennom hele studietiden.

Tilslutt vil jeg takke familien min, som har oppmuntret og støttet meg under arbeidet med oppgaven. Jeg er heldig som alltid har dere som en trygg havn, uten dere hadde jeg ikke kommet dit jeg er i dag.

Anniken Bye
Ås, Mai 2018

Sammendrag

Vannmassene i havet påvirkes av en rekke ytre krefter, som gir vannstanden vertikal bevegelse. Vannstandsmålere plassert langs kysten måler i utgangspunktet vannstanden relativt til sitt lokale nullnivå (TGZ). Dette fører med seg utfordringer da også landjorda er dynamisk og beveger seg vertikalt. Vannstanden må derfor refereres til et absolutt nivå for å kunne måle faktisk vannstandsending. Løsningen er å etablere såkalt *tide gauge benchmark* (TGBM). Dette er høydefastmerker bestemt ved nivellement fra GNSS-innmålte lands- og stamnett punkter i nærheten. Vannstandsmålerens nullnivå holdes konstant med TGBM som referanse ved jevnlig nivellement mellom dem og eventuell kalibrering.

Altimetrisatellitter gjør avstandsobservasjoner til havoverflaten ved hjelp av utsendte og reflekterte radarpulser. Av gangtiden beregnes ellipsoidisk havnivå (SSH) da satellithøyden er kjent. I forbindelse med utprøving av kystaltimetri langs Norskekysten, trengs det vannstandsdata for sammenlikning. Altimetri-datasettet som studeres i denne oppgaven kalles PEACHI og er gitt av satellitten SARAL/AltiKa. Denne refererer havnivå til Topex-ellipsoiden. For best mulig sammenlikningsgrunnlag transformeres dermed observasjoner fra vannstandsmålere til SSH-verdier referert til Topex-ellipsoiden, interpolert til tidspunkt for altimetriobservasjon.

I denne oppgaven er SSH i vannstandsmåleren beregnet med to ulike metoder. Begge ved bruk av eksisterende tilknytning mellom TGBM og TGZ. Den ene bruker GNSS-innmålte høyder i TGBM. Og den andre ved transformasjon fra opprinnelig referansesystem (NN2000) til ellipsoidiske høyder ved bruk av geoidreferansemodellen HREF. Sistnevnte er benyttet for alle vannstandsmålerne langs kysten, mens GNSS-innmålingen foregikk ved de fire nærmeste vannstandsmålerne i forhold til NMBU.

Feltarbeidet resulterte i mindre nøyaktige høyder enn hva man ellers kan oppnå med statistisk GNSS-måling. Resultatene inneholder noen større feilbidrag fra prosesseringen av vektorer, da avstandene til referansestasjonene ser ut til å være for lange. Høydebestemmelse ved hjelp av HREF viser seg å også kunne inneholde feil på flere centimeter. Dette skyldes at geoidehøyden gitt av HREF ikke er konstant mellom TGBM og TGZ, men gir en tilt i geoiden i forhold til ellipsoiden. Disse geoidehøyde-avvikene forplanter seg til ellipsoidisk vannstand da høydeforskjellen mellom TGBM og TGZ er bestemt ved nivellement. PEACHI viser seg å ha svært god korrelasjon med vannstandsobservasjonene langs Norskekysten. Det er mulig å teste fem såkalte «trackere» i PEACHI. Trackerne er ulike prosesseringsmetoder tilpasset blant annet kystsonen. Av disse viste det seg at standard tracker var betydelig bedre enn de spesialtilpassede trackerne. Havnivå gitt av PEACHI i forhold til havnivå beregnet av vannstandsobservasjoner har et konstantavvik når vi sammenlikner midlede SSH-verdier. Konstantavviket for standardtrackeren ligger mellom -38 cm og +15 cm, med et standardavvik på 11 cm. De fire stedene jeg hadde mulighet til å sammenlikne to ulike SSH-verdier fra vannstandsobservasjoner, viste de innmålte høydene seg å gi SSH-verdier som samsvarte enda bedre med PEACHI.

Abstract

A number of external forces affects the ocean, and give the water a vertical motion. Tide gauges located along the coast initially measures sea level relative to their local *tide gauge zero* (TGZ). This poses challenges, as the land also are dynamic and moves vertically. Therefore, the sea level must refer to an absolute reference frame in order to measure actual sea level change. The solution to this is to establish so-called *tide gauge benchmarks* (TGBM). These are benchmarks determined by leveling from high precision GNSS-measured benchmarks. The height of TGZ is in constant offset to TGBM by regularly leveling and calibration if needed.

Altimetry satellites measures distances to the ocean's surface using transmitted and reflected radar pulses. By measuring the time spent for a signal to return, the distance can be determined and the ellipsoidal sea surface height (SSH) calculated, as the satellite height is known. In the context of testing a type of coastal altimetry along the Norwegian coast, sea level measurements are required for comparison. The altimeter dataset studied in this task is called PEACHI and is given by the satellite SARAL/AltiKa. This satellite uses the Topex-reference ellipsoid. For best possible tide gauge observations for the comparison, the observations are transformed into values of SSH with the Topex reference ellipsoid, interpolated to the time of altimetry observation.

In this task, SSH values from tide gauges are calculated using two different methods, both using TGBM's existing connection to TGZ. One uses GNSS-measured ellipsoidal heights in TGBM. The other transforms TGBM's height from the original reference system (NN2000) to ellipsoidal height using the HREF geoid reference model. The latter is used for all tide gauges along the coast, while the GNSS measurement was performed at the four nearest tide gauges relative to NMBU.

The fieldwork resulted in less accurate heights than what is possible to achieve with static GNSS measurement. The results contain some significant errors from the processing of vectors, as the distances to the reference stations appear to be too long. Height determination using HREF turns out to also may contain errors of several centimeters. This is because the geoid height differs between the two positions TGBM and TGZ. It gives a tilt in the geoid relative to the ellipsoid. These geoid height deviations is transmitted to ellipsoidal SSH as the height difference between TGBM and TGZ is determined by leveling. PEACHI proves to have very good correlation with tide gauge observations along the Norwegian coast. It is possible to test five so-called «trackers» in PEACHI. The trackers are different processing methods adapted for example to the coastal zone. Of these, it appeared that the standard tracker was significantly better than the custom trackers. SSH given by PEACHI, relative to SSH calculated by tide gauges, has a constant deviation when comparing average SSH values. The constant deviation of the standard tracker is between -38 cm and +15 cm, with a standard deviation of 11 cm. At the four places I have had fieldwork, PEACHI is compared with SSH given by ellipsoidal height by both of the two methods. The comparison showed that the GNSS measured heights gave SSH values that matched better with PEACHI than the HREF-method.

Innhold

Forord	iii
Sammendrag	v
Abstract	vii
1 Innledning	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Problemstilling	3
1.3 Avgrensing av oppgaven	3
2 Teori	5
2.1 Vannstandsmåling	5
2.2 Vannets referansenivåer	6
2.3 Metoder for høydebestemmelse	8
2.3.1 HREF	8
2.3.2 GNSS	8
2.3.3 CPOS	9
2.3.4 Altimetri	9
2.3.5 Nivellement	10
2.4 Referansesystemer	11
2.4.1 EUREF89	11
2.4.2 WGS84	11
2.4.3 ITRF	11
2.4.4 IGS08	12
2.5 Statistiske metoder	12
2.5.1 Standardavvik	12
2.5.2 Taylordiagram	12
2.5.3 Korrelasjon	13
2.5.4 RMS og cRMSD	13
2.5.5 Grovfeilsøk med multippel t-test	13
3 Feltarbeidet	15
3.1 Datainnsamlingen	16
3.2 Utstyr	19
3.2.1 GNSS-mottaker	19
3.2.2 Nivellér	20
4 Data	21
4.1 HREF-høyder	21
4.2 GNSS-data	22
4.3 Beregningsgang	23
4.3.1 Feilbudsjett	24
4.4 Vannstandsdata	26
4.5 Altimetridata	26

5	Metode	28
5.1	Klargjøring av data for validering av PEACHI	28
5.2	Sammenligning	29
6	Resultater og Analyse	31
6.1	Geoidehøyde-differansene	31
6.2	Feltarbeidet	31
6.3	Validering av PEACHI	33
7	Diskusjon	52
8	Konklusjon	55
9	Vedlegg	56
9.1	Feilbidrag ved vektorprosessering	56
9.2	SLA-plot for resterende trackere	56
9.3	SSH-verdier	77
	Bibliografi	78

Figurer

1.1	Nivåskisse	2
2.1	Flottørmåler	5
2.2	Vannstandsmåler plassert i hytte	6
2.3	MDT, MSS, SSH, SLA	7
2.4	Loddavvik	11
3.1	Oversikt over vannstandsmålerenes plassering i Norge	15
3.2	Bilde av feltarbeidsområdet i Vikar	17
3.3	Bilde av feltarbeidsområdet i Oslo	17
3.4	Bilde av feltarbeidsområdet på Oscarsborg	18
3.5	Bilde av feltarbeidsområdet i Helgeroa	19
3.6	Topcon Hiper SR	19
3.7	Trimble DiNi Level	20
4.1	Differanse i geoidehøyde mellom TG og TGBM	21
5.1	PEACHI observasjoner	29
6.1	SLA-sammenligning av standard tracker og vannstandsmåler	35
6.2	Taylordiagram	46
6.3	Taylordiagram	47
6.4	Taylordiagram	48
6.5	Taylordiagram	49
6.6	Taylordiagram	50

Tabeller

2.1	Nøyaktighet CPOS	9
3.1	Feltarbeidsplan	16
4.1	HREF-høyder [m] i vannstandsmåler og offisiell TGBM samt differanse, for alle vannstandsmålere langs Norskekysten. Avvik > 1 cm er markert med *.	22
4.2	Mine vektorer fix/float	23
4.3	Altimetridata-korreksjoner	27
6.1	Prosesserte høyder fra feltarbeid	32
6.2	Standardavvik til H_{TGBM}	33
6.3	Antall altimetriobservasjoner	34
6.4	SLA-sammenligning av standardtracker og vannstandsmåler	39
6.5	SLA-sammenligning av Bagp3 og vannstandsmåler	40
6.6	SLA-sammenligning av IceNew og vannstandsmåler	41
6.7	SLA-sammenligning av Mle3p og vannstandsmåler	42
6.8	SLA-sammenligning av Red3 og vannstandsmåler	43
6.9	Konstantavvik i SLA-verdi gitt av ellipsoidisk høyde innmålt TGBM og MSS DTU15	43
6.10	SSH verdier og konstandavvik [m]	44
6.11	fortsettelse av tabell SSH verdier og konstandavvik [m]	45
6.12	Resultatavvik i SSH	51
9.1	Avstander mellom referansestasjoner og mottakere	56
9.2	Midlede SSH verdier for alle trackere	77

Kapittel 1

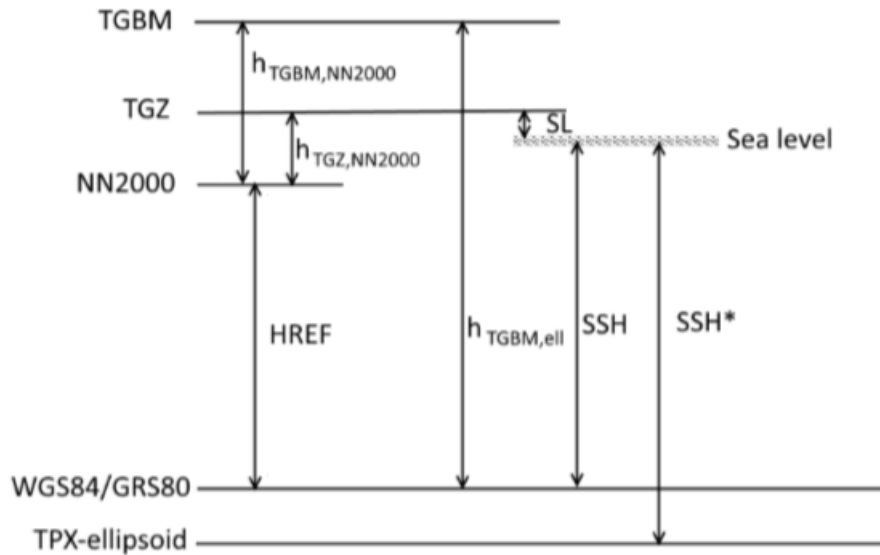
Innledning

1.1 Bakgrunn

I Norge er det montert 25 permanente vannstandsmålere som kontinuerlig måler vannstand. 23 av dem er plassert langs Norskekysten, én er i Ny-Ålesund på Svalbard og én på Jan Mayen (Kartverket, 2016b). Data fra vannstandsmålere har en rekke viktige anvendelser. De brukes blant annet til å studere havnivåendringer, bestemme middelvanns høyde i Norges offisielle høydesystem NN2000 (Kartverket, 2009), sammenknytning mellom sjøkartnull og NN2000, og å lage tidevannstabeller og stormflovarsler. I tillegg er vannstandsmålerne viktige for validering av uavhengige metoder for bestemmelse av vannstand, som for eksempel numeriske havmodeller og satellittaltimetri (Ophaug et al., 2015).

Vannstandsmålere måler i utgangspunktet relative havnivåendringer. Det er en utfordring å måle vannstand i forhold til et punkt på landjorda, da jorda er dynamisk og beveger seg vertikalt. Derfor bør vannstandsmålerens høyde knyttes til et absolutt nivå, slik at vannstand måles i forhold til jordsenteret. En slik ellipsoidisk vannstand er knyttet til en geodetisk referanseramme og vil dermed ikke påvirkes av vannstandsmålerens egenbevegelse. Måten man knytter vannstanden til ellipsoiden er ved å etablere referansepunkter for vannstandsmålerne. Referansepunktene går under forkortelsen TGBM, som står for *tide gauge benchmark*, og er høydefastmerker plassert i fast grunn i nærheten av vannstandsmålerne (Woodworth et al., 2017). Hver vannstandsmåler har sitt nullpunkt knyttet til TGBM ved nivellement, slik at vannstandsmålerne måler vannstand relativt til høyden til TGBM. Høyden til TGBM er bestemt ved nivellement til høydefastmerker i området, og er i NN2000 (se Figur 1.1). TGBM sin ellipsoidiske høyde kan bestemmes indirekte ved transformasjon fra NN2000 til ellipsoiden, hvor geoidhøyden i punktet gitt av høydereferansemodellen HREF tas i bruk (Kartverket, 2009), eller direkte, ved innmåling av TGBM med GNSS. Fordelen med å måle inn TGBM direkte er at vi unngår usikkerheten i HREF-modellen. Det nivelleres jevnlig mellom TGBM og vannstandsmåleren for å sørge for at vannstandsobservasjonene over tid er konsistente med TGBM som referanse. TGBM er aldri før innmålt med tanke på presis høydebestemmelse, noe som er interessant å gjøre i og med at vi ønsker presise vannstandsobservasjoner referert til ellipsoiden, blant annet for sammenligning med altimetri.

TGBM er kjent i NN2000 og typisk ikke innmålt med GNSS. Noen vannstandsmålere har GNSS uten tilknytning til noe TGBM, hvor tanken har vært å måle endringsratene for kalibrering av vannstandsmålerens nullpunkt, slik at denne kan holdes konstant. Det antas at landet beveger seg likt for vannstandsmåleren og ARP. ARP bør derfor ikke være for langt unna vannstandsmåleren. For langtidsstudier, for eksempel av klimatisk havstigning, kan det påvirke resultatene at ARP og TGZ har beveget seg ulikt i løpet av perioden.



Figur 1.1: Nivåskisse av følgende; *TGBM* (referansenivå for vannstandsmåler), *TGZ* (vannstandsmålerens nullnivå), *NN2000* (nasjonalt høydereferansenivå) og referanseellipsoidene *WGS84,GRS80* og *Topex*. $h_{TGBM,ell}$ (ellipsoidisk høyde til *TGBM*) måles med GNSS, evt avledes med *HREF*, *SL* (sea level) er vannstandsmåler-observasjoner, *SSH** (sea surface height referert til *Topex*-ellipsoiden) måles av altimetri-satellitt, evt avledes fra *SL*, og *HREF* gir geoidehøyden i punktet.

Tidevann og vær skaper store tidsvariasjoner i vannstanden. Den varierer alt fra noen desimeter i Oslofjorden, til flere meter for eksempel i Finnmark. For å beregne tidevannskorrekasjoner trengs 19 år med data fra ett og samme sted. Grunnen til dette er at den lengste syklusen til de periodiske effektene som virker på vannstanden er 19 år (Gjevik, 2017). Tidevannskorrekasjoner (og til dels korrekasjon for skiftende atmosfærisk trykk) er viktig for å få fram signalet fra klimatisk havstigning. Et alternativ til å påføre tidevannskorrekasjoner er å midle vannstandsobservasjoner over et lengre tidsrom slik at den periodiske variasjonen blir tilnærmet eliminert. Virkningen av varierende lufttrykk kan delvis korrigeres for ved å beregne *IB*-korrekasjoner (*inverst barometer*) fra lokalt observert lufttrykk, da påvirkningen på vannstanden er nokså proporsjonal med lufttrykksendringen (IOC, 1985).

I forbindelse med kalibrering/validering av kystaltimetri, som i tur kan brukes til andre formål som for eksempel i havnivåstudier og som felles referanseramme for sjø og land, trengs det vannstandsdata for sammenligning (Cipollini et al., 2017). Altimetri-datasettet som skal studeres kalles PEACHI (Prototype for Expertise on AltiKa for Coastal, Hydrology and Ice) og kommer fra satellitten Saral/AltiKa (Aviso, 2018a). Disse dataene er referert til TOPEX-ellipsoiden, mens ordinære GNSS-observasjoner gjerne refererer til GRS80 eller WGS84. Figur 1.1 viser en nivåskisse, som definerer ulike referansenivåer som trengs for å kunne regne om vannstandsdata fra lokal til global referanseramme, som er en forutsetning for å kunne sammenligne data fra vannstandsmålere med altimetri-datasett.

Altimetri er en satellittbasert metode for å observere havnivå. Havnivå beregnes ved hjelp av en radarpuls sin gangtid fra utsendt til mottatt etter refleksjon i havoverflaten. Metoden er mye brukt over åpent hav, men for å brukes i kystsonen gjøres noen spesielle tilpasninger og det brukes forbedrede korrekasjoner. PEACHI er et spesialtilpasset altimetri-datasett som inneholder nye retrackere, waveform-klassifiseringer og nye korrekasjoner spesielt for troposfære og sea state bias (Valladeau et al., 2015). Det er fem forskjellige trackere, én standard tracker og fire retrackere, som kan benyttes for bestemmelse av avstanden til havoverflaten. Dataset-

tet og trackerne er ikke tidligere utprøvd langs Norskekysten og det er derfor interessant å undersøke om det har god nok nøyaktighet til å supplere vannstandsmåler-observasjoner. Tidligere studium av Ophaug et al. (2015) fant at retracking ikke gav signifikant gevinst i forhold til standardtrackeren for Jason-2 og Envisat.

Forskning på havnivå og vannstand er veldig aktuelt ikke bare langs Norskekysten, men også globalt i forbindelse med klimaendringene. Vannstandsøkningen påvirker store områder, mange samfunn og økosystemer, så det er viktig å kunne gjøre gode vannstands-analyser for fremtiden. Langs kysten i utviklingsland finnes ofte dårlig eller manglende vannstandsdata, så om en kan oppnå god nøyaktighet med kystaltimetri vil dette kunne være en effektiv metode å overvåke også disse områdene.

1.2 Problemstilling

Målet med oppgaven er å prøve ut to ulike metoder for ellipsoidisk høydebestemmelse av vannstandsmålerens referansepunkt (TGBM), for så å bestemme ellipsoidisk vannstand ved bruk av eksisterende tilknytning mellom TGBM og målernull i vannstandsmåleren (TGZ). Metodene som er tatt i bruk og som oppgaven tar for seg er innmåling av TGBM med statisk GNSS-måling og høydebestemmelse ved bruk av høydereferansmodellen HREF. Oppgaven skal beskrive målemetode, instrumentering, resultater og analyse, samt gi anbefalinger vedrørende fremtidig høydebestemmelse av TGBM.

Det skal utarbeides en best mulig metode for sammenligning av havnivå fra altimetri-datasettet PEACHI gitt av fem ulike trackere, med havnivå beregnet med vannstandsdata fra vannstandsmålere. Oppgaven skal undersøke om noen av trackerene gir mer nøyaktig havnivå langs Norskekysten enn standardtrackeren for SARAL/Altika.

1.3 Avgrensing av oppgaven

Geografisk avgrenses oppgaven til Norskekysten, da det er disse vannstandsdataene jeg har tilgang til via Kartverket og kan sammenligne med PEACHI-datasettet. Feltarbeidet begrenses til de fire vannstandsmålerne med overkommelig avstand til NMBU, selv om det hadde vært interessant å sammenligne de to ulike metodene for ellipsoidisk høydebestemmelse av TGBM for alle vannstandsmålerne.

For vannstandsmålerne som ikke var del av feltarbeidet er sammenligningen av altimetri- og vannstandsmålerobservasjoner gjort ved å transformere TGBM sin høyde i NN2000 til ellipsoidisk høyde ved hjelp av HREF. Valideringen av PEACHI inneholder derfor usikkerheten i HREF-modellen i tillegg til andre mulige feilkilder når det kommer til vannstandsobservasjonene. Referanseverdiene for valideringen er derfor ikke virkeligheten, men en tilnærming med mulige feilkilder.

For høydebestemmelse av TGBM er etterprosesseringsmetoden *precise point positioning* (PPP) ikke tatt i bruk, da dette innebærer lang måleperiode og de utfordringer det fører med seg. I utgangspunktet hadde det vært interessant å også fått med denne metoden i sammenligningen. De statiske GNSS-målingene er avgrenset til noen timers måling. Det ble utført CPOS-målinger to av stedene, men denne innmålingsmetoden ble sløffet da det oppstod komplikasjoner med

lisensen. Omfanget av oppgaven var allerede stort og det var dermed ikke nødvendig å reise tilbake for å utføre nye målinger.

Det er mange mulige fremgangsmåter når det gjelder prosessering av data. Det har ikke vært mulig å teste alle, men fremgangsmåte er valgt etter beste evne og valgene er begrunnet i oppgaven.

Kapittel 2

Teori

2.1 Vannstandsmåling

I Norge har vi et nettverk av 25 permanente vannstandsmålere, som hele tiden observerer vannstanden langs kysten. Den vanligste typen vannstandsmåler er en flottørmåler (Figur 2.1) som utgjør hele 23 av de 25 vannstandsmålerne og er den eneste typen som inngår i denne oppgaven. Prinsippet til en flottørmåler går ut på å la en flottør flyte i et fastmontert rør plassert i sjøen. Flottøren er festet til et kjede som går via et tannhjul til et lodd på andre siden. Tannhjulet er festet til en enkoder som sender rotasjonsdata til en datamaskin. Diameteren på tannhjulet er kjent og vannstanden beregnes i datamaskinen. Her gjøres en midling hvert minutt, altså av 60 målinger. Disse midlede verdiene sendes via mobilnettet til Kartverket. Ellers finnes det også radarmålere som måler avstander til overflaten med elektromagnetiske bølger, og trykkmålere som ved målt trykk gir dybden under vann og dermed beregner havoverflaten. Det finnes også vannstandsmålere som bruker laser og ultralyd, men er lite utbredt og benyttes ikke av Kartverket. (Kartverket, 2016b)



Figur 2.1: Bildet viser en flottørmåler sett ovenfra. Bildet er hentet fra <https://www.kartverket.no/sehavniva/tidevann-og-vannstand/Slik-fungerer-vannstandsmalerne/>

Vannstandsendringer forårsakes av en rekke krefter, periodiske og væravhengige. De største periodiske kreftene er gravitasjonskreftene fra sol og måne. Disse yter både en direkte kraft på vannmassene samt en indirekte kraft ved at de setter jordsystemet i rotasjon rundt jord-måne systemets felles massesenter og jord-sol systemets felles massesenter slik at det oppstår sentripetalakselerasjon. Tidekreftene er summen av sentripetalakselerasjonen og de direkte kreftene fra sol og måne (Gjevik, 2017). Vær og lufttrykk kan gi tilfeldige vannstandsendringer, da høyt lufttrykk presser vannmassene ned, mye nedbør kan øke vannmassene og vinden danner overvannsstrømmer som kan føre til at vannmassene hoper seg opp i møte med land. IB-effekten

(*inverst barometer*) er atmosfærens påvirkning på havoverflaten og er delvis mulig å korrigere for da 1 hPa øking i lufttrykk presser havoverflaten omtrent 1 cm ned (Andersen, 2011). En annen faktor som spiller inn på vannstanden er klimatisk havstigning som skyldes blant annet avsmelting fra breer, Grønland og Antarktis. Norge er fortsatt under landheving etter siste istid, noe som demper effekten av økt havnivå langs Norskekysten.

Feilkilder når det kommer til vannstandsmåling kan være bevegelse i selve vannstandsmåleren, oppsamlede sedimenter i røret som forhindrer flottøren å flyte fritt, friksjon i mekanismen som gir en ujevn bevegelse i flottør, kalibreringsfeil både når det gjelder høyde og klokke, og prosesseringsfeil (Hannah, 2011). Observasjonene kan også gi en dårlig representasjon av regionen fordi svært lokale effekter preger observasjonene, og de vil dermed være et dårlig sammenligningsgrunnlag for observasjoner et stykke unna, for eksempel altimetriobservasjoner.



Figur 2.2: Bildet viser en typisk hytte hvor vannstandsmåler er plassert, hentet fra <https://kartverket.no/sehavniva/Tidevann-og-vannstand/Hva-er-tidevann-og-vannstand/>

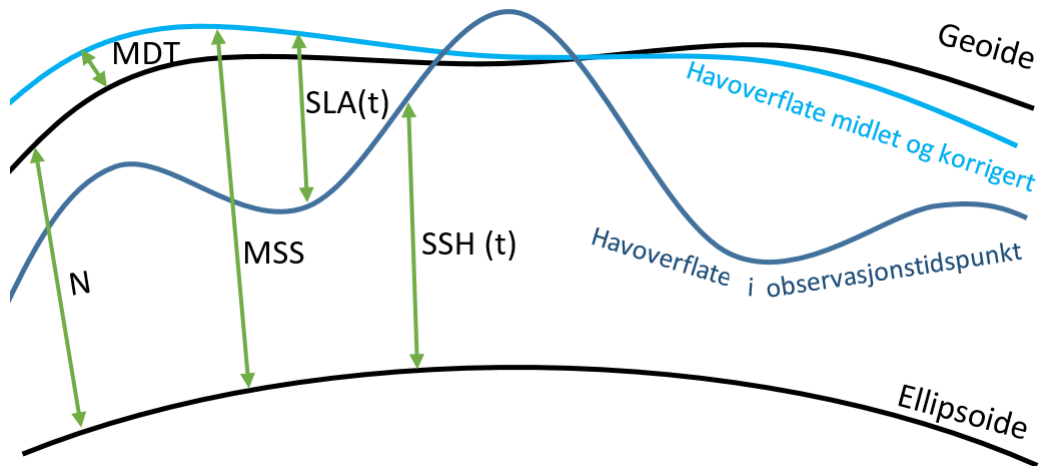
2.2 Vannets referansenivåer

MSS står for *mean sea surface*, ofte kalt middelvannsflate, og er i stor grad sammenfallende med geoiden. Avvikene skyldes at vannmassene påvirkes av en rekke ytre krefter, eksempelvis havstrømmer, temperatur og saltinnhold, som skaper en topografi. For et upåvirket hav i ro, ville havnivå samsvart med geoiden. Middelvannsflaten gir havoverflatens ellipsoidiske høyde, ofte korrigert for tidevann og atmosfærisk påvirkning, midlet over tid. Middelvann kan beregnes både ved altimetri- og vannstandsmåler-observasjoner. Dette er en viktig referanseflate da den blant annet brukes for å definere sjøkartnull (Kartverket, 2018), kystkontur (N50) (Kartverket, 2016a), og vertikale datum i Norge (Kartverket, 2009). Gjeldende middelvann langs Norskekysten er et gjennomsnitt av vannstandsmålinger i en 19-årsperiode fra år 1996 til 2014 (Kartverket, 2017b). Globale middelvannsflater beregnes derimot ved altimetri, hvor man tar i bruk flere satellitter for å få best mulig oppløsning. Et eksempel på en global middelvannsflate er *DTU15*, beregnet av Danmarks Tekniske Universitet.

MDT står for *midlere dynamisk topografi* og er en havoverflate hvor topografien er midlet over en periode slik at vi sitter igjen med den permanente topografien til havoverflaten som skyldes dynamiske prosesser. Til forskjell fra MSS er MDT referert til geoiden. MDT kan beregnes ut ifra MSS ved å trekke ifra geoidehøyden i observasjonspunktet. Fra begynnelsen av 1900-tallet har man bestemt MDT fra hydrodynamisk modellering, temperaturobservasjoner og

saltkonsentrasjon. Nå kan MDT også beregnes med en kombinasjon av altimetri- og tyngde-data eller en geoid (Breili, 2017). MDT brukes blant annet i oseanografi til beregning av overflatestrømmer. Hastighetskomponentene kan beregnes med gradienten til havtopografien, da disse er proporsjonale (Breili, 2017).

SSH, *sea surface height*, er havoverflatens høyde over ellipsoiden beregnet i observasjonstidspunktet. Topografiens avvik fra MDT kalles **SLA**. ($MDT + SLA$) gir en absolutt dynamisk topografi, hvor vi ved å legge til geoidhøyden **N** får SSH (Likning (2.2)). Sammenhengene er vist i Figur 2.3 og Ligning (2.1) - (2.2) (Aviso, 2018b).



Figur 2.3: Figuren viser de tre overflatene MDT , MSS , SSH , absoluttdifferansen til MDT SLA , og geoidhøyden N .

$$MDT = MSS - N \quad (2.1)$$

$$SSH = MDT + SLA + N \quad (2.2)$$

2.3 Metoder for høydebestemmelse

2.3.1 HREF

HREF er en høydereferansemodell som gir geoidehøyde som en funksjon av posisjon i Norge. Modellen er basert på en geoidmodell, og modifisert ved hjelp av justeringspunkter, som er høydefastmerker bestemt ved nivellement til landsnettpunkter (Kartverket, 2008). Ved bruk av HREF er det mulig å transformere mellom ellipsoidiske høyder og høyder i det nasjonale høydesystemet som er tilknyttet tyngdefeltet, NN2000.

Det er ofte aktuelt å transformere mellom ellipsoidiske høyder målt med GPS og fysiske NN2000-høyder. Fastmerkenett måles gjerne inn med GPS, mens man i praksis ønsker høyder tilknyttet tyngdefeltet til å for eksempel vatre en flate eller beregne avrenning. I slike tilfeller benyttes gjerne HREF-modell, enten direkte i GNSS-mottaker, eller ved transformasjon i etterkant. Ved å benytte en nedlastet HREF modell i GNSS-mottakeren kan landmålere bestemme fysiske høyder i NN2000 direkte.

Feilkildene i HREF-modellen er knyttet til feil i geoiden den er basert på, feil fra interpolering av justeringspunktene og feil i nivellementet. Ved bruk av HREF til å avlede ellipsoidisk høyde fra høyde i NN2000 er det derfor tilknyttet en usikkerhet som er vanskelig å tallfeste. Dette unngår man om man måler direkte med GNSS.

2.3.2 GNSS

GNSS (Global Navigation Satellite Systems) er en fellesbetegnelse for satellittbaserte navigasjonstjenester, hvor av dem GPS (Global Positioning System) er den mest kjente. Felles for alle GNSS er de tre hovedsegmentene, henholdsvis romsegmentet som er satellittkonstellasjonen, kontrollsegmentet bestående av bakkesentraler og kontrollstasjon, og brukersegmentet som består av brukers mottaker og antenner (Forssell, 2009).

GPS var i utgangspunktet et amerikansk, militært navigasjonssystem som ble operativt i 1993. Tidlig ble det oppdaget hvilke fordeler GPS kunne ha for folk flest og innen geodesien, det er derfor delvis åpnet for sivil bruk. Det russiske satellittnavigasjonssystemet, GLONASS, ble operativt i 1995, og var i utgangspunktet også et militært system som delvis er åpnet for sivil bruk. Det utarbeides også et kinesisk system, BeiDou, som allerede er operativt i Kina men forventes ferdigstilt i 2020. Et sivilt, europeisk system, Galileo, er også under utvikling og forventes ferdigstilt rundt 2020 (Forssell, 2018).

Konseptet for posisjonsbestemmelse med GNSS går ut på å beregne avstander mellom bakkebasert mottaker og satellitter slik at mottakerens posisjon kan beregnes. Dette gjøres ved hjelp av utsendte radiobølger fra satellitter til mottaker, med informasjon om utsendt tidspunkt gitt av atomklokker og satellittens-posisjonsdata. Den enkleste formen for GNSS-måling finnes blant annet i mobiltelefoner og er enfrekvente kodemålinger. Disse har en nøyaktighet på 3-5 m i grunnriss og 5-10 m i høyde. Kodemålinger måler gangtiden mellom satellitt og mottaker, og beregner med dette avstander. Det trengs avstander til minst fire satellitter, da det skal bestemmes fire ukjente; lengde, bredde, høyde og mottakerklokkefeil. Sistnevnte kommer av at klokkene i satellitt og mottaker ikke er synkronisert, slik at når perioden beregnes følger en ekstra ukjent (Skogseth, 2014).

En annen form for GNSS-måling er fasemåling, hvor mottaker kontinuerlig måler avstand til satellitter ved antall bølgelengder mellom satellitt og mottaker i et visst tidsrom. Klokkefeilen må enten være kjent eller kunne beregnes for at vi skal kunne nytte målingene. Ved bruk av to mottakere som måler i hvert sitt punkt kan det utføres differensiell punktbestemmelse, som øker nøyaktigheten betraktelig og eliminerer blant annet klokkefeil i mottaker. Differensiell måling danner en vektor mellom punktene, slik at et punkt kan bestemmes relativt til et annet da korreksjonene vil være de samme for punkter i nærheten av hverandre. Det ene punktet er gjerne et fastmerke eller en referansestasjon med god nøyaktighet, slik at vektoren kan legges til disse koordinatene for å bestemme det ukjente punktet. Nøyaktigheten ved differensiell måling ligger på 5-10 mm + 1-2 mm pr/km mellom punktene. Metoden kan også tas i bruk for å øke nøyaktigheten på kodemålinger, da til 1-5 m (Skogseth, 2014). Det er denne teknikken som er benyttet for å innmåling av TGBM med GNSS. Referansestasjonene som er brukt er permanente GNSS-stasjoner som er del av Kartverkets SATREF nettverk.

2.3.3 CPOS

CPOS er en GNSS-tjeneste som gir korreksjonsdata til mottakeren i sanntid. Metoden er svært enkel å bruke da det ikke trengs å etablere noen basestasjon for å gjøre nøyaktige sanntids-observasjoner. Et nettverk av permanente geodetiske stasjoner gjør det mulig å simulere GPS observasjoner i en virtuell base (VRS), et tilfeldig valgt punkt i nærheten av mottakeren. Observasjoner sendes over mobilnettet eller internettet fra et kontrollcenter til mottakere, slik at en vektor mellom VRS og mottaker kan beregnes. Ved å addere vektoren til VRS-posisjonen beregnes mottakerens posisjon. Nøyaktighetene som kan forventes er oppgitt i Tabell 2.1. (Kartverket, 2017a)

Tabell 2.1: Oversikt over CPOS sin nøyaktighet i ulike situasjoner, hentet fra <https://www.kartverket.no/posisjonstjenester/cpos/>

	I områder med ca. 35 km mellom SATREF PGS	I områder med ca. 70 km mellom SATREF PGS
Grunnriss EUREF89	8 mm	14 mm
Ellipsoidisk høyde EUREF89	17 mm	30 mm
Høyde NN2000	20 mm	36 mm

2.3.4 Altimetri

Altimetri er en satellittbasert metode for å observere havnivå. Metoden går ut på å måle avstander fra altimetrisatellitt til havoverflate ved hjelp av radarpulser som reflekteres i havoverflaten. Radarpulsen reflekteres tilbake til satellitten i løpet av en målt periode og avstandene til havoverflaten kan derfor beregnes. Satellitthøyden er kjent og en kan derfor trekke avstand fra satellitthøyden for å finne havnivå i refleksjonstidspunktet. Ligning (2.3) gir basisligningen for altimetri (Cipollini et al., 2017).

$$SSH = h - (R + dR) \quad (2.3)$$

SSH er havoverflatens høyde over ellipsoiden i observasjonstidspunktet, h er satellitthøyde, R er avstand mellom satellitt og havoverflate, og dR tilhørende korreksjoner. Normalt påføres korreksjon for våt troposfære, tørr troposfære, ionosfære og sea state bias.

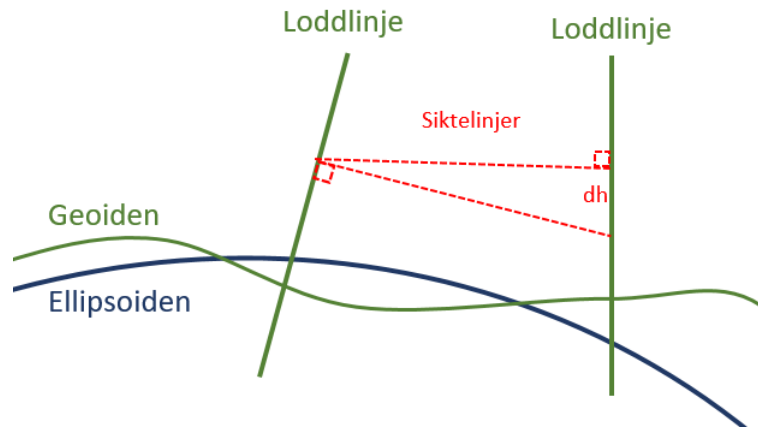
Det er mange utfordringer knyttet til bruk av altimetri i kystsonen. Blant annet har korreksjoner gitt av den globale tidevannsmodellen gjerne dårligere kvalitet i kystsonen enn over havene. I tillegg vil selve altimetri-radar-pulsen kontamineres av landområder slik at målingene blir dårlige eller helt ubrukelige. PEACHI er et altimetri-datasett fra satellitten SARAL/AltiKa, der det er gjort spesielle tilpasninger for blant annet kystsonen med nye algoritmer og parametere. Teknikken for bestemmelse av troposfærens våte forsinkelse med radiometer, slik det gjøres over havet, er problematisk i kystsonen. Den bestemmes ved bruk av modeller basert på meteorologiske observasjoner, som for øvrig også benyttes over havene, men er den mest egnede metoden i kystsonen. I tillegg er det dannet algoritmer for å kjenne igjen bølgeformen på retursignalet ved ulike overflater, hvor det følger tilhørende parametere. Fem ulike trackere, inkludert én standardtracker, har ulike matematiske prosesseringsmetoder for altimetridataene og gir noe ulikt resultat. Trackerene skal forbedre prosesseringen ved blant annet *waveform retracking* og klassifisering, som er å gjenkjenne retursignalets bølgeformer og klassifisere disse. Trackerene som har retracking tilpasset kystsonen heter *BAGP3* og *Red3*, mens tilpasninger over havet er gjort i *IceNew* og *MLE3p* (Valladeau et al., 2015).

2.3.5 Nivellement

«*Nivellering, den nøyaktigste form for høydemåling. I forhold til et felles horisontalt nivå bestemmes høydeforskjellen mellom to eller flere punkter, hvor man ønsker å kjenne absolutte eller relative høyder.*» (Sømod, 2018)

Et nivellement kan brukes for å bestemme en ukjent høyde ved å måle en høydeforskjell relativt mot et kjent høydemerke. Instrumentet som brukes består i hovedsak av en kikkert og en nivellerstang. Ved hjelp av libeller horisonteres kikkerten slik at siktelinjen peker horisontalt, mens nivellerstangen plasseres vertikalt i punktet det skal måles til. Nivellementet utføres ved å sikte til nivellerstangen, lese av høyden, for så å flytte nivellerstangen og kikkerten annenhver gang langs en trasé hvor høydene leses av for hver forflytning. En trasé i form av en lukket sløyfe skal gi en sum av høyderavlesinger tilnærmet lik null. I teorien vil summen av geopotensialdifferansene være lik null, mens summen av nivellerte høydedifferanser kan gi små avvik da potensialflatene ikke nødvendigvis er parallelle. Ved høydebestemmelse av ett ukjent punkt kan traséen gå fra et kjentpunkt til det ukjente punktet og tilbake til kjentpunktet, eventuelt fra et kjentpunkt via det ukjente punktet til et annen kjentpunkt. Sistnevnte vil gi en sum av høydeavlesninger lik høydeforskjellen mellom de to kjentpunktene (Sømod, 2018).

Et nivellement følger i praksis det uregelmessige tyngdefeltet. Det innebærer at oppstillingene ikke har et «felles horisontalt nivå», men det horisontale nivået står normalt på loddlinjen i hver oppstilling. Loddavvikene mellom hver oppstilling kan gi utslag på høyden (Figur 2.4). Over korte avstander, 20-30 km, anses potensialflatene å være parallelle, noe som eliminerer loddavvik og vi kan derfor benytte oss av metoden for å bestemme høyder (Skogseth, 2014). For lengere avstander kan det eventuelt kombineres nivellement og tyngdemålinger for å oppnå godt resultat.



Figur 2.4: Illustrasjon av feil i nivellement grunnet loddavvik.

2.4 Referansesystemer

2.4.1 EUREF89

EUREF89 er et internasjonalt koordinatsystem tilpasset Europa, og er Norges offisielle geodetiske datum. Datumet definerer en ellipsoide, GRS80-ellipsoiden, med en gitt flattrykning og sentrum i jordens massesenter. Z-aksen peker mot en midlere nordpol, X-aksen igjennom skjæringspunktet mellom ekvatorplanet og Greenwich-meridianen og Y-aksen står normalt på disse. Koordinatene overføres til kartplanet ved hjelp av UTM (*Universal Transverse Mercator*), og danner Norges offisielle koordinatsystem som angir posisjon i *sone*, *Nord*, *Øst*, enhet meter. (Skogseth, 2014)

2.4.2 WGS84

WGS84 står for World Geodetic System 1984 og er en internasjonal, global, standard som både definerer ellipsoide, geoide og koordinatsystem. Datumet er vel kjent da det blant annet blir benyttet i GPS. WGS84 er også et geosentrisk system, hvor aksene peker likt som i EUREF89, mens koordinatene oppgis som lengde- og breddegrader i henholdsvis retning øst og nord. I kartplanet er også her jordoverflaten projisert med UTM (Skogseth, 2014).

2.4.3 ITRF

ITRF2014 realiserer et geosentrisk system kalt International Terrestrial Reference System (ITRS). ITRF er en terrestrisk referanseramme som ved hjelp av rombaserte teknikker er oppdatert når det gjelder platetektonikk, landheving og generelt bevegelser i jordoverflaten (IGN, 2016). Det inngår mange punkter og observasjoner i koordinatbestemmelsen av punktene, slik at systemet er det mest optimale og nøyaktige. I år 1989 samsvarte EUREF89 med ITRF, men EUREF89 er låst til kontinentets plassering i 1989, mens ITRF tilpasser seg endringene. Konsekvensen av dette er at et punkt sine koordinater i Norge målt i EUREF89 vil endre seg lite med tiden, mens de i ITRF vil endre seg opp mot 2 cm i året. Ansvarlig for parameterne som tas i bruk er Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS)(Skogseth,

2014). Parameterne bestemmes i hovedsak av de rombaserte teknikkene GPS, VLBI, SLR og DORIS (IGN, 2016).

2.4.4 IGS08

Et annet geosentrisk, terrestrisk referansesystem er realisert av International GNSS Service (IGS) og kalles IGS08. Systemet er basert på GPS-observasjoner av stasjonære mottakere i et globalt nettverk. IGS08 var designet til å være identisk med ITRF i år 2008 (IGN, 2016).

2.5 Statistiske metoder

2.5.1 Standardavvik

Standardavvik er et spredningsmål, definert som kvadratroten av variansen. Standardavviket gir gjennomsnittlig avvik fra middelet. Likning (2.4) viser formelen for estimert standardavvik.

$$s = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}. \quad (2.4)$$

N er antall observasjoner, x_i er hver enkelt observasjon, og \bar{x} er middelveien for observasjonene (Løvås, 2013).

2.5.2 Taylordiagram

Taylordiagrammet ble utviklet av Karl E. Taylor i 1994, og er et diagram for fremstilling av det statistiske forholdet mellom testfelt og referansefelt (Taylor, 2001). Referansefeltet er gjerne basert på observasjoner, mens testfeltene er modeller som skal testet opp mot referansefeltet. Typisk anvendes flere ulike testfelt som sammenliknes mot ett referansefeltet, og det vil fremstå av diagrammet hvilket testfelt som er likest referansefeltet når det gjelder korrelasjon, signalstandardavvik og sentrert RMS-differanse. Feltenes middelveien trekkes ifra før de statistiske målene beregnes, slik av vi kun sammenlikner mønsteret og ikke konstante avvik. Grunnen til at det kan avleses både korrelasjon R , sentrert RMS-differanse $cRMSD$ og signalstandardavvik σ i et todimensjonalt diagram, er at størrelsene henger sammen ved formelen

$$cRMSD^2 = \sigma_t^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_rR \quad (2.5)$$

(Ophaug et al., 2015).

Disse standardavvikene, som inngår i Taylordiagrammet, har en annen definisjon enn i Formel (2.4) som definerer et forventningsrett standardavvik. Taylordiagrammet benytter $\frac{1}{N}$ istedenfor $\frac{1}{N-1}$, som er verdt å merke seg.

Taylordiagram er en fin måte å fremstille de fem ulike trackernes forhold til vannstandsmåleren. Trackeren som i plottet er nærmest vannstandsmåleren har likest signalstandardavvik, minst $cRMSD$, og størst korrelasjon. Et Taylordiagram vil i denne oppgaven derfor gi svært mye relevant informasjon i ett og samme diagram.

2.5.3 Korrelasjon

”Korrelasjon er et statistisk mål på hvor mye to målbare størrelser henger sammen med hverandre. Styrken av korrelasjonen gis ved korrelasjonskoeffisienten. En korrelasjonskoeffisient er et tall mellom -1 og 1 som oppsummerer graden av samsvar.” (Frøslie, 2018). Korrelasjon er ett av tre statistiske mål som presenteres i et Taylordiagram (se kap. 2.5.2). Korrelasjonskoeffisienten R beregnes

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (t_n - \bar{t})(r_n - \bar{r})}{\sigma_t \sigma_r}, \quad (2.6)$$

der N er antall datapunkter, t testfelt, r referansefelt og σ_t og σ_r er signalstandardavvik til henholdsvis test- og referansefelt.

2.5.4 RMS og cRMSD

RMS, *root mean square*, er et kvadratisk gjennomsnitt. Det er en middsverdi av et sett absoluttverdier hvor i motsetning til standardavvik (Ligning (2.4)) også middsverdien inngår. I ligningen for standardavvik trekkes middsverdien fra observasjonene, det gjøres ikke i beregning av RMS.

cRMSD er sentrert RMS-differanse, og er også en av størrelsene som inngår i et Taylordiagram (2.5.2). RMS sier noe om signalets variasjon, mens RMSD sier noe om variasjonen i differansen mellom signaler. Når man i Taylordiagrammet sentrerer disse verdiene til cRMSD-verdier trekker man ifra middsverdien, slik at cRMSD tilsvare standardavviket til differansene. Formelen for RMSD er

$$cRMSD = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(t_n - \bar{t})(r_n - \bar{r})]^2, \quad (2.7)$$

der størrelsene som inngår er definert i Ligning (2.6).

2.5.5 Grovfeilsøk med multippel t-test

Når vi estimerer de ukjente innfører vi en mulig grovfeil (∇_i) i observasjon i .

$$v = \begin{bmatrix} A & e_i \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x \\ \nabla_i \end{bmatrix} - l, \quad (2.8)$$

der l er observasjonsvektor ($n \times 1$), A_i er designmatrisen A utvidet med en vektor e_i ($n \times 1$) som inneholder tallet 1 der det skal testen for grovfeil, og 0 ellers. x_i blir parametervektoren inneholdende grovfeil ∇_i .

Videre estimeres grovfeilen $\hat{\nabla}_i$ ved minste kvadraters metode sammen med de andre ukjente slik:

$$\begin{bmatrix} \hat{x} \\ \hat{\nabla}_i \end{bmatrix} = (A_i^T A_i)^{-1} A_i^T l, \quad (2.9)$$

der det første leddet $(A_i^T A_i)^{-1}$ er kofaktormatrisen Q_x . Det siste elementet i diagonalen til Q_x er grovfeilens kofaktor q_{∇} .

Deretter estimeres a posteriori standardavvik på vekstenheten uten påvirkning fra grovfeilen $\hat{\nabla}_i$ ved

$$\hat{\sigma}_0 = \sqrt{\frac{v^T v}{n - e - 1}}, \quad (2.10)$$

der $v = A_i \hat{x} - l$, og det trekkes ifra én frihetsgrad da vi bruker én observasjon for estimering av grovfeilen.

Standardavviket til den estimerte grovfeilen ∇_i finner man ved

$$\hat{\sigma}_{\nabla_i} = \hat{\sigma}_0 \sqrt{q_{\nabla}}. \quad (2.11)$$

Ligning (2.8) brukes så for å suksessivt estimere mulige grovfeil i hver enkelt observasjon i .

Hypotesene for å utføre en statistisk test settes så opp:

$$\begin{aligned} H_0: \nabla_i &= 0 \text{ ingen grovfeil i observasjon } i \\ H_1: \nabla_i &\neq 0 \text{ mulig grovfeil i observasjon } i, \end{aligned} \quad (2.12)$$

hvor nullhypotesen H_0 skal stilles opp mot alternativhypotesen H_1 i en multippel t-test med tekststørrelse

$$t = \frac{\hat{\nabla}_i}{\hat{\sigma}_{\nabla_i}}, \quad (2.13)$$

der ∇ er grovfeilens verdi, og σ_{∇} tilhørende estimert standardavvik. Hvis t følger t -fordelingen har vi ingen grovfeil, og dersom absoluttverdien av t er mindre enn grenseverdien (to-halet test med $\alpha = 0,05$), aksepterer vi observasjonen, ellers forkaster vi den som grovfeil. Observasjonen med tilhørende størst t -verdi forkastes, og grovfeilsøket gjentas til alle observasjonene i systemet er akseptert. Absoluttverdien av t beregnes

$$|t| < t_{(n-e-1, 1-\alpha/2)} \quad (2.14)$$

(Ophaug, 2018).

Kapittel 3

Feltarbeidet

Utførelsen av feltarbeidet foregikk i november og desember 2017, ved fire forskjellige vannstandsmålere på Østlandet. I utgangspunktet er TGBM sin høyde i NN2000, slik at eventuelle feil i HREF-modellen vil spille inn på beregnede ellipsoidiske vannstandsdata. Hensikten med feltarbeidet var å kunne beregne ellipsoidisk vannstand for sammenligning med altimetri, ut ifra en direkte GNSS-bestemt ellipsoidisk høyde i TGBM hvor eksisterende tilknytning til TGZ ble benyttet. Vannstandsmålerne i feltarbeidet ble av praktiske årsaker valgt til å være de fire nærmest NMBU, som er i Viker, Oslo, på Oscarsborg, og i Helgeroa. Disse er markert i rødt i Figur 3.1. Det praktiske arbeidet innebar innmåling av TGBM med CPOS og statiske GNSS-målinger, etablering av nye bolter der TGBM var utilgjengelig og utførelse av nivellement mellom TGBM og nyetablerte bolter. Det krevdes én hel dag per vannstandsmåler, i tillegg til et par dager med forberedelse og testing av utstyret på NMBU. Feltarbeidsplanen er vist i Tabell 3.1.



Figur 3.1: Figuren viser en oversikt over vannstandsmålere i Norge, der besøkte er markert i rødt. Bildet er hentet fra <https://www.kartverket.no/sehavniva/tidevann-og-vannstand/faste-vannstandsmalere/> og gjort markeringer på.

Tabell 3.1: Feltarbeidsplan

	Dato	Arbeid utført
Viker	16.11.17	Innmåling av TGBM og landsnettpunkt med statistisk GNSS og CPOS.
Oslo	23.11.17	Etablering av to nye bolter, innmåling av bolter med statistisk GNSS og CPOS, samt nivellement.
Oscarsborg	01.12.17	Etablering av to nye bolter, innmåling av bolter med statistisk GNSS, samt nivellement.
Helgeroa	16.12.17	Innmåling av TGBM og landsnettpunkt med statistisk GNSS.

3.1 Datainnsamlingen

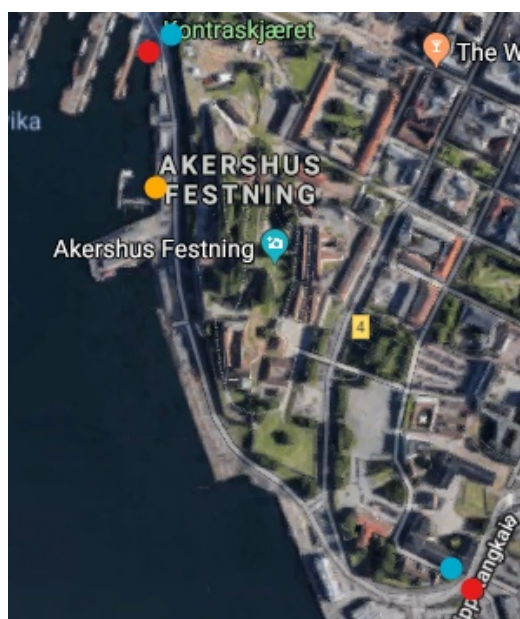
Jeg ønsket å bestemme ellipsoidisk høyde i vannstandsmålerne, men da disse er vanskelige å komme til benyttet jeg isteden eksisterende tilknytning mellom vannstandsmåler og TGBM, og målte inn TGBM med GNSS. NMBU hadde to GNSS-mottakere tilgjengelig og det kunne dermed gjøres to oppstillinger per vannstandsmåler for å være bedre rustet i tilfelle uhell skulle skje, med utstyret eller at resultatene fra en oppstilling skulle bli dårlige. Før hver avreise ble minst to høydefastmerker, inkludert offisiell TGBM for den aktuelle vannstandsmåleren, lokalisert ved hjelp av fastmerkefanen i Norgeskart.no. Der hvor det lot seg gjøre ble de to GNSS-mottakerne stilt opp direkte over hvert sitt høydefastmerke, én av dem over offisiell TGBM. I tilfeller der det var uegnet å stille opp direkte over TGBM ble det etablert en ny bolt som ble innmålt. I disse tilfellene ble det utført nivellement mellom den nye bolten og TGBM for å knytte den nye bolten til vannstandsmåleren.

Den første feltarbeidsdagen gikk til Viker, hvor TGBM og et landsnettpunkt var plassert lett tilgjengelig i havna. Først ble det utført ti målinger med CPOS, deretter ble GNSS-mottakerne stilt opp for å måle i to timer med ett sekunds datarate. Etter to timer ble målingene avbrutt for å ta nye CPOS-målinger da det er ønskelig å ha CPOS-observasjoner spredt utover dagen for et mer realistisk resultat i og med at tette målinger har stor korrelasjon. Deretter ble GNSS-mottakerne satt i gang til å måle i to timer til. Avslutningsvis ble det igjen gjort CPOS-målinger. Figur 3.2 viser innmålte bolter i rødt, og vannstandsmåler i gult.



Figur 3.2: Bildet viser feltarbeidsområdet i Vikar, der innmålt TGBM/landsnettpunkt er markert i rødt og vannstandsmåler i gult.

Neste feltarbeidsdag gikk til Oslo, hvor det var verre å stille opp direkte over TGBM og høydefastmerket da disse var plassert i nesten vertikal grunn. Kartverket bistod her med assistent og utstyr for nivellering og etablering av nye bolter. Det ble etablert én bolt i nærheten av TGBM, og en én ved høydefastmerket, deretter utført to korte nivellement frem og tilbake mellom TGBM/høydefastmerket og nyetablert bolt. Boltene ble målt inn med CPOS og statisk GNSS på samme måte som i Vikar.



Figur 3.3: Bildet viser feltarbeidsområdet i Oslo, der nyetablerte, innmålte bolter er markert i rødt, vannstandsmåler i gult og TGBM/høydereferansepunkt i blått.

Dagen på Oscarsborg forløp seg nokså likt som i Oslo hvor vi også etablerte to nye bolter.

Til forskjell fra i Oslo ble det ikke utført CPOS-målinger da lisensen var utløpt. Det ble derfor målt én sammenhengende periode med statisk GNSS. Nivellementene gikk frem og tilbake mellom høydefastmerket og nyetablert bolt, og videre via den andre nyetablerte bolten til neste fastmerke. Høydedifferansen mellom fastmerkene kan dermed kontrolleres som en ekstra sikring. Det ble ikke nivellert til TGBM, men til høydefastmerket noen meter ifra på grunn av forveksling. Det brukes dermed et høydefastmerke for videre sammenlikning, og ikke offisiell TGBM akkurat på Oscarsborg.



Figur 3.4: Bildet viser feltarbeidsområdet på Oscarsborg, der nyetablerte, innmålte bolter er vist i rødt, vannstandsmåler i gult og høydereferansepunkt i blått.

I Helgeroa var TGBM og høydefastmerket igjen lett tilgjengelig å dagen forløp seg som på Viken, men uten CPOS-målinger.



Figur 3.5: Bildet viser feltarbeidsområdet i Helgeroa, der innmål TGBM/høydefastmerke er vist i rødt og vannstandsmåler i gult.

3.2 Utstyr

3.2.1 GNSS-mottaker

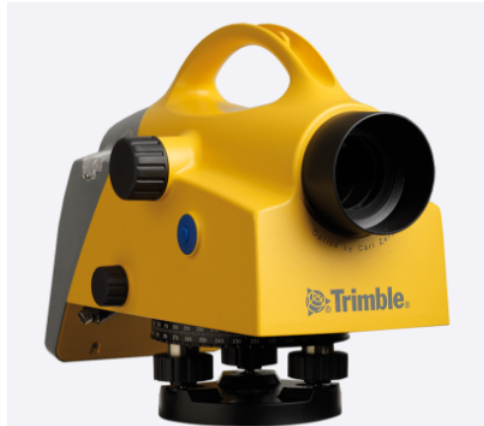
GNSS-mottakerne som ble brukt er av typen Topcon Hiper SR. Denne utførte statiske GNSS-målinger samt CPOS-målinger. Mottakeren kan spore GPS- og GLONASS-konstellasjoner og har nøyaktigheten på 3,5 - 5,0 mm vertikalt, og 3,0 mm horisontalt ved statisk måling. CPOS-målingene har en nøyaktighet på 20-36 mm vertikalt 8,0-14 mm horisontalt (Tabell 2.1). I utgangspunktet er utstyret i stand til å logge CPOS-observasjoner samtidig som de statiske GNSS-målingene (Topcon, 2018), men dette oppstod det problemer med å gjennomføre.



Figur 3.6: Topcon Hiper SR. Bildet er hentet fra <https://www.topconpositioning.com/gnss/integrated-gnss-receivers/hiper-sr>

3.2.2 Nivellér

Nivellementene ble utført med en digital nivellér av typen Trimble DiNi, serie nr. 735519. Nivelléren leser av strekkoder på stangen som gir høyde og avstand. Instrumentet har en nøyaktigheten på 0.3 mm/km (Trimble, 2018).



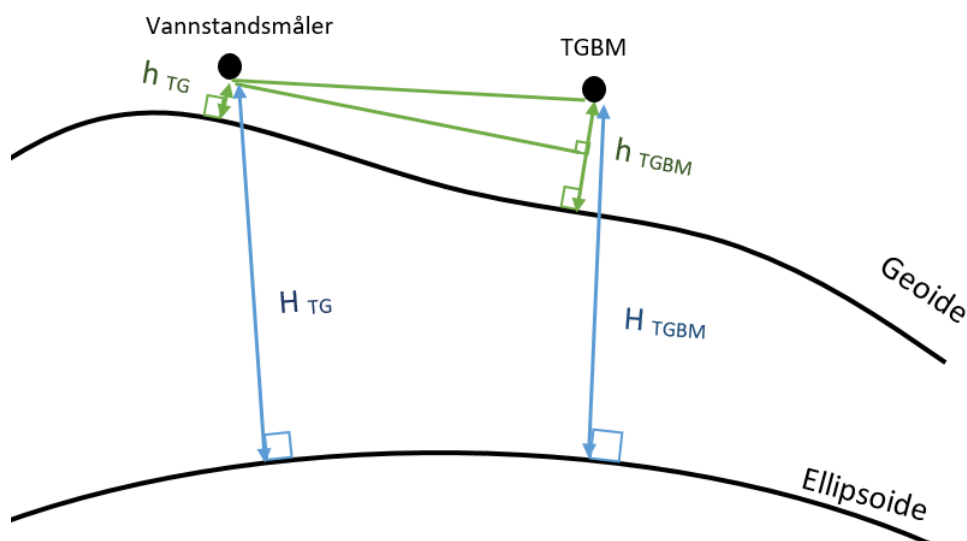
Figur 3.7: Trimble DiNi Level. Bildet er hentet fra <https://geospatial.trimble.com/products-and-solutions/dini-level>

Kapittel 4

Data

4.1 HREF-høyder

HREF-høydene er uthentet på Kartverket, både for vannstandsmålere og offisielle TGBM slik at geoidehøyde-differansene kan kontrolleres. Geoidehøyde-differanse mellom to punkter skaper en tilt i geoiden i forhold til ellipsoiden, slik at det kan være problematisk å anta at nivellert høydeforskjell er identisk med ellipsoidisk høydeforskjell. Figur 4.1 illustrerer problematikken.



Figur 4.1: Figuren viser et eksempel på at geoidehøyde-differansen i grønt ($h_{TGBM} - h_{TG}$) ikke nødvendigvis er lik ellipsoidehøyde-differanse i blått ($H_{TGBM} - H_{TG}$). Det er høydeforskjellen ($h_{TGBM} - h_{TG}$) vi legger til den ellipsoidiske høyden H_{TGBM} for å beregne ellipsoidisk høyde H_{TG} , noe som i figuren ville gitt et lavere resultat enn det som er tilfellet.

I denne oppgaven ønskes det å bestemme ellipsoidisk høyde til TGZ, hvor beregningen gjøres ved å transformere TGBM sin høyde fra NN2000 til ellipsoiden, før vi legger til nivellert høydeforskjell. Geoidehøyden holder seg stabil over korte avstander og i områder med lite terreng, så i oppgaven er den antatt å være lik for TGBM og TGZ. Geoidehøyde-differansene er derfor beregnet for å undersøke om denne antakelsen stemmer. Tabell 4.1 viser HREF-høydene i henholdsvis vannstandsmåler og TGBM samt differansene.

Tabell 4.1: HREF-høyder [m] i vannstandsmåler og offisiell TGBM samt differanse, for alle vannstandsmålere langs Norskekysten. Avvik > 1 cm er markert med *.

	HREF-høyde i Vannstandsmålerpunktet	HREF-høyde i TGBM	Differanse $HREF_{\text{vannstandsmåler}}$ $- HREF_{\text{TGBM}}$
Vardø	19.0914	19.0959	-0.005
Honningsvåg	23.8576	23.8569	0.001
Hammerfest	26.3039	26.3134	-0.010*
Tromsø	31.9075	31.9229	-0.015*
Andenes	36.3230	36.3327	-0.010*
Harstad	33.9992	34.0083	-0.009
Narvik	31.9335	31.9334	0.000
Kabelvåg	35.8262	35.8314	-0.005
Bodø	32.1322	32.1055	0.027*
Rørvik	39.4461	39.4430	0.003
Mausund	42.4216	42.4214	0.000
Trondheim	40.1720	40.0823	0.090*
Heimsjø	42.4958	42.4960	-0.000
Kristiansund	44.7365	44.7366	-0.000
ålesund	45.4285	45.4244	0.004
Måløy	46.2481	46.2507	-0.003
Bergen	45.7876	45.7850	0.003
Stavanger	44.4553	44.4560	-0.001
Tregde	41.8160	41.8161	-0.000
Helgeroa	41.1143	41.1183	-0.004
Oscarsborg	40.0413	40.0398	0.002
Oslo	39.9619	39.9632	-0.001
Viker	38.4256	38.4294	-0.004

4.2 GNSS-data

Høydene fra feltarbeidet er beregnet ved å prosessere vektorer mellom mottaker og referansestasjoner. Jeg mottok nedlastede Rinex-filer av Kristian Breili (personlig korrespondanse) for referansestasjonene nærmest feltarbeidsområdene. De ble i utgangspunktet lastet ned med ett-sekunds datarate, samme datarate som mine målinger. Da programmet fikk problemer med å håndtere disse fikk jeg de komprimert til datarate på 15 sekunder. Jeg prosesserte vektorer i Leica Geo Office mellom referansestasjoner og mottakere.

Tabell 4.2: Tabellen viser prosesserte vektorer. Kun fix-løsninger er brukt videre i beregningen. FIX* indikerer at en av to målinger hadde float-løsning og ble forkastet.

Kampanjetidspunkt	FRA	TIL	FIX\FLOAT
2017.877 (Viker)	TJMC	G37N0111	FIX
		G37T0665	FIX
	FREC	G37N0111	FIX
		G37T0665	FIX
2017.893 (Oslo)	SVIC	oslo 1	FIX
		oslo 2	FIX
	OPEC	oslo 1	FIX
		oslo 2	FIX*
2017.918 (Oscarsborg)	OSLS	osca 1	FIX
		osca 2	FIX
	AASC	osca 1	FLOAT
		osca 2	FLOAT
2017.959 (Helgeroa)	PRGC	F38N0030	FLOAT
		F38N0037	FIX*
	TJMC	F38N0030	FIX
		F38N0037	FIX*

Alle vektorene med fix-løsning ble brukt videre.

4.3 Beregningsgang

Referansestasjonskoordinatene i Rinex-headeren er i utgangspunktet i EUREF89, men i denne oppgaven er det mest hensiktsmessig å jobbe i ITRF da altimetridataene det skal sammenliknes med er beregnet i ITRF2008. ITRF er et mer nøyaktig system som er hensiktsmessig å benytte i denne oppgaven da det tar hensyn til landheving og de platetektoniske prosessene som har pågått siden 1989. Jeg ble tilsendt GAMIT-løsninger for 10 dager i år 2015, som inneholder ITRF2014-koordinater for referansestasjonene i Norge. Disse 10 posisjonene ble midlet for hver stasjon og erstattet med de opprinnelige EUREF89-koordinatene i Rinex-headeren.

Deretter tok jeg i bruk SKTRANS-biblioteket på Kartverket for å gjøre transformasjonen mellom to tidspunkt ved bruk av hastighetskomponenter som korrigerer for blant annet landhevingen som har pågått mellom tidspunktene. Midlere tidspunkt for referansestasjons-observasjonene ble bestemt til 2015.899. Kampanjetidspunktene for innmålingene står i Tabell 4.2. Det benyttes Topex som referanseellipsoide, da dette er samme referanseellipsoide som satellitten Saral/AltiKA. Den er definert med stor halvakse på 6378136,3 m, og liten halvakse på 6356751,6 m. Referansestasjonskoordinatene er nå i ITRF2014 i kampanjetidspunktet, med Topex-referanseellipsoide.

Deretter transformeres referansestasjons-koordinatene fra ITRF2014 til ITRF2008 da de skal sammenliges med altimetridata i denne referanserammen. Ligning (4.1) gir sammenhengen mellom ITRF2008 og ITRF20014 gitt av Altamimi et al. (2016). Det beregnes ITRF2008-koordinater i kampanjetidspunktet ($X_{ITRF2008}(t_c)$):

$$X_{ITRF2008}(t_c) = X_{ITRF2014}(t_c) + T + R \cdot X_{ITRF2014}(t_c). \quad (4.1)$$

der T og R beregnes:

$$\begin{aligned} T(t_c) &= T_0 + \dot{T}(t_c - t_0) \\ R(t_c) &= R_0 + \dot{R}(t_c - t_0), \end{aligned} \quad (4.2)$$

der T_0 er en (3×1) vektorer med avvik i retningene x,y,z fra ITRF20014 til ITRF2008. R_0 er en (3×3) rotasjonsmatrise og \dot{T} og \dot{R} er hastighetsvektorer som gir tidsutviklingen til transformasjonsvektoren og rotasjonsmatrisen, som vi bruker for å beregne oss videre fra t_0 (2010), til vårt kampanjetidspunkt t_c . Størrelsene er hentet fra http://itrf.ign.fr/ITRF_solutions/2014/tp_14-08.php og er:

$$\begin{aligned}
 T_0 &= \begin{bmatrix} 1.6 \\ 1.9 \\ 2.4 \end{bmatrix} \\
 R_0 &= \begin{bmatrix} -0.02 & 0 & 0 \\ 0 & -0.02 & 0 \\ 0 & 0 & -0.02 \end{bmatrix} \\
 \dot{T} &= \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ -0.1 \end{bmatrix} \\
 \dot{R} &= \begin{bmatrix} 0.03 & 0 & 0 \\ 0 & 0.03 & 0 \\ 0 & 0 & 0.03 \end{bmatrix}
 \end{aligned} \tag{4.3}$$

der T er gitt i millimeter, og R i millibuesekunder.

Tilslutt adderes vektorene $\Delta x(t_c)$, $\Delta y(t_c)$, $\Delta z(t_c)$ på referansestasjonskoordinatene $x_0(t_c)$, $y_0(t_c)$, $z_0(t_c)$ og gir oss koordinatene for innmålte punkter i ITRF2008 i kampanjetidspunkt med Topex-referanseellipsoide:

$$\begin{aligned}
 x(t_c) &= x_0(t_c) + \Delta x(t_c) \\
 y(t_c) &= y_0(t_c) + \Delta y(t_c) \\
 z(t_c) &= z_0(t_c) + \Delta z(t_c).
 \end{aligned} \tag{4.4}$$

Resultathøyden er oppført i Tabell 6.1 i Resultater 6.2.

4.3.1 Feilbudsjett

Beregningsgangen har mange steg hvor alle har tilhørende feilbidrag til resultathøyden. Kristian Breili har vært behjelpelig med teorien bak feilbudsjettet som er benyttet, slik at dette ikke er en selvstendig utarbeidet metode.

1. Standardavvikene til referansestasjonskoordinatene som jeg mottok i ITRF2014 er oppgitt i den samme datafilen. For de ti dagene jeg har midlet koordinatene, har jeg også midlet standardavvikene slik at jeg får ett bidrag ($\sigma_{x_0}, \sigma_{y_0}, \sigma_{z_0}$) per referansestasjon.

2. Når det transformeres mellom to tidspunkt tar vi i bruk hastighetskomponenter med standardavvik 0,41 mm, 0,20 mm og 0,45 mm i henholdsvis nord, øst og høyde. Vi transformerer standardavvikene til geosentrisk system $\sigma'_{\dot{x}}$, $\sigma'_{\dot{y}}$ og $\sigma'_{\dot{z}}$ i og med at vi er i ITRF, ved hjelp av en designmatrise (likning 2.27 i Wolfgang and Müller (2012)). Det er også drift i referanseramens origo og målestokk som fører til feilbidrag. Driftens størrelse fastslås av Collilieux et al. (2014) å være $\sigma_{origo} = 0,5$ mm/år, og $\sigma_{skala} = 0,3$ mm/år. Feilbidragene fra transformasjon

mellom to tidspunkt $\sigma_{xyz,vel}$ er beregnet:

$$\begin{aligned}\sigma_{x,vel} &= \sigma_{\dot{x}} \cdot |(t_c - t_0)| \\ \sigma_{y,vel} &= \sigma_{\dot{y}} \cdot |(t_c - t_0)| \\ \sigma_{z,vel} &= \sigma_{\dot{z}} \cdot |(t_c - t_0)|,\end{aligned}\tag{4.5}$$

der $\sigma_{\dot{x}\dot{y}\dot{z}} = \sqrt{\sigma'_{\dot{x}\dot{y}\dot{z}}{}^2 + \sigma_{origo}^2 + \sigma_{skala}^2}$.

3. I transformasjonen mellom referanserammene ITRF2014 og ITRF2008 er det oppgitt transformasjonsparametere med tilhørende usikkerheter på http://itrf.ign.fr/ITRF_solutions/2014/tp_14-08.php. Transformasjonen er tredelt slik at det skilles mellom feilbidrag fra translasjon, målestokk og rotasjon.

3.1 Feilbidraget fra rotasjon beregnes:

$$x' = Rx,\tag{4.6}$$

der rotasjonen, R, finnes i Altamimi et al. (2016):

$$R = \begin{bmatrix} 0 & -R_z & R_x \\ R_z & 0 & -R_x \\ -R_y & R_x & 0 \end{bmatrix}.\tag{4.7}$$

Med dette kan vi skrive koordinatene i det roterte xyz'-systemet slik:

$$\begin{aligned}x' &= -R_z y + R_x z \\ y' &= R_z x - R_x z \\ x' &= -R_y x + R_x z,\end{aligned}\tag{4.8}$$

hvor det på matriseform settes opp:

$$x' = Ar,\tag{4.9}$$

der

$$A = \begin{bmatrix} 0 & z & -y \\ -z & 0 & x \\ y & -x & 0 \end{bmatrix} \quad \text{og} \quad r = \begin{bmatrix} R_x \\ R_y \\ R_z \end{bmatrix}\tag{4.10}$$

og feilforplantningsloven $C_{x'} = AC_{rr}A^T$ gir feilbidragene:

$$\begin{aligned}\sigma_{rot,x}^2 &= z^2 \sigma_{R_y}^2 + y^2 \sigma_{R_z}^2 \\ \sigma_{rot,y}^2 &= z^2 \sigma_{R_x}^2 + x^2 \sigma_{R_z}^2 \\ \sigma_{rot,z}^2 &= y^2 \sigma_{R_z}^2 + x^2 \sigma_{R_y}^2\end{aligned}\tag{4.11}$$

3.2 Feilbidrag fra målestokk beregnes:

$$\begin{aligned}\sigma_{scale,x}^2 &= x^2 \sigma_D^2 \\ \sigma_{scale,y}^2 &= y^2 \sigma_D^2 \\ \sigma_{scale,z}^2 &= z^2 \sigma_D^2\end{aligned}\tag{4.12}$$

3.3 Feilbidrag fra translasjon beregnes:

$$\begin{aligned}\sigma_{trans,x}^2 &= \sigma_{T,x}^2 \\ \sigma_{trans,y}^2 &= \sigma_{T,y}^2 \\ \sigma_{trans,z}^2 &= \sigma_{T,z}^2\end{aligned}\tag{4.13}$$

Sammen gir rotasjon, målestokk og translasjon det samlede feilbidraget fra transformasjon mellom ITRF2014 og ITRF2008:

$$\begin{aligned}\sigma_{ITRF2014-2008,x}^2 &= \sigma_{rot,x}^2 + \sigma_{scale,x}^2 + \sigma_{trans,x}^2 \\ \sigma_{ITRF2014-2008,y}^2 &= \sigma_{rot,y}^2 + \sigma_{scale,y}^2 + \sigma_{trans,y}^2 \\ \sigma_{ITRF2014-2008,z}^2 &= \sigma_{rot,z}^2 + \sigma_{scale,z}^2 + \sigma_{trans,z}^2\end{aligned}\quad (4.14)$$

4. Når det i beregningen legges til GPS-vektor på referansestasjonskoordinatene, følger et standardavvik $\sigma_{\Delta xyz}^2$ fra vektorprosesseringen med inn i feilbudsjettet. Gitt for mine vektorer er maksimal-standardavvik i Z-retning på 1,2 mm. Dette er urealistisk lite og skaleres derfor med 10.

5. Totalt feilbidrag for TGBM sine koordinater er gitt som:

$$\begin{aligned}\sigma_{TGBM,x} &= \sqrt{\sigma_{x_0}^2 + \sigma_{vel,x}^2 + \sigma_{ITRF2014-2008,x}^2 + (\sigma_{\Delta x} \cdot 10)^2} \\ \sigma_{TGBM,y} &= \sqrt{\sigma_{y_0}^2 + \sigma_{vel,y}^2 + \sigma_{ITRF2014-2008,y}^2 + (\sigma_{\Delta y} \cdot 10)^2} \\ \sigma_{TGBM,z} &= \sqrt{\sigma_{z_0}^2 + \sigma_{vel,z}^2 + \sigma_{ITRF2014-2008,z}^2 + (\sigma_{\Delta z} \cdot 10)^2}.\end{aligned}\quad (4.15)$$

Resultat-standardavvikene står i Tabell 6.2 under Resultater (Kap. 6). Det ble senere oppdaget et manglende feilbidrag, dette er lagt ved i Vedlegg 9.1.

4.4 Vannstandsdata

Vannstands-observasjonene er gjort i vannstandsmålerne hvert sekund, midlet til ettminuttsverdier, overført til Kartverket, blitt kontrollert og lagret som timinuttsverdier. Observasjonsverdiene brukt i denne oppgaven er timinuttsverdier for perioden 2013 til og med 2016. Det er også lastet ned predikert vannstand, tidevannskorreksjon og lufttrykk for perioden og datafiler med observasjoner og tilhørende nødvendige parameterne er klargjort av Kristian Breili for bruk i denne oppgaven. Datafilene inneholder følgende parametere som trengs videre for å beregne SL (sea level): observert vannstand referert til TGZ, predikert vannstand minus SA-effekten referert til middelvann, MSS (Kap. 2.2), og IB-korreksjon (kap.??). Det brukes predikert vannstand hvor SA-effekten er trukket ifra for å unngå å korrigere dobbelt da dette delvis er en periodisk atmosfærisk effekt som allerede inngår i IB-korreksjonene. Det korrigeres for IB for å redusere så mye som mulig kjent signalvariasjon før sammenligning med altimetri. Formel (4.16) av Andersen (2011) er benyttet for å beregne IB-korreksjon.

$$\Delta h_{ib}[cm] \approx -0.99484(P_0 - P_{ref}), \quad (4.16)$$

der P_0 er lufttrykk observert på selve vannstandsmåleren [hPa], og P_{ref} er referansetrykk hvor størrelsen 1011 hPa er benyttet.

4.5 Altimetridata

Datsettet PEACHI er brukt i denne oppgaven. Det har blitt benyttet en metode for filtrering og grovfeilsøk i forkant som tidligere er brukt av Idžanović et al. (2017) for CryoSat-2

data. Metoden består av to trinn, først en filtrering, deretter et grovfeilsøk med multipl t-test (beskrevet i Kap. 2.5.5). I første trinn filtreres dataene basert på forventede korreksjonsverdier. Data med tilhørende urealistiske korreksjonsverdier forkastes, samt alle observasjoner over landområder. For å filtrere ut observasjoner over landområder er Kartverkets høyoppløste kystlinje, N50 (Kartverket, 2016a) benyttet. Filtringen som er benyttet i denne oppgaven er oppgitt i Tabell 4.3.

Tabell 4.3: Altimetridata-korreksjoner

	Korreksjonsmodell/anvendte data	Min	Max
Tørr troposfære	Modell (ECMWF)	-2.5	-1.9
Våt troposfære	Modell (ECMWF)	-5	-0.02
Ionosfære	Modell (GIM)	-0.4	0.4
Tidevann	Modell (FES2004)	-5	5
Tidejord	Cartwright/Edden	-1	1
Polvandring	Wahr	-0.15	0.15
Banehøyde minus avstand		-130	100
SSH		0	50
SLA	Middelvannsflate (DTU15MSS)	-1	1

Korreksjonene som er påført er for troposfærisk forsinkelse i henholdsvis våt- og tørr del, ionosfære og sea state bias. Lufttrykket som korrigeres for er for Saral/AltiKa hentet fra European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF). For å påføre likes mulig korreksjon på vannstandsdataen og altimetriobservasjonene er det kun påført korreksjon for lavfrekvent atmosfærisk variasjon (IB) på altimetridataene, selv om korreksjoner for høyfrekvent atmosfærisk variasjon (for vind og raske trykkvariasjoner) vanligvis påføres altimetridata.

Kapittel 5

Metode

5.1 Klargjøring av data for validering av PEACHI

Vannstandsdatasettet inneholder korreksjonsparametere for beregning av SL:

$$SL = obs - (pred - SA) - IB, \quad (5.1)$$

der obs er timinutterverdier for observert vannstand, $(pred - SA)$ er predikert vannstand minus SA-effekten, og IB er IB-korreksjon.

For å videre beregne SSH (*sea surface height*) slik at den kan sammenliknes med altimetridata er det flere hensyn som må tas. Det er blant annet viktig å være i samme tidesystem som altimetridataene. Med andre ord er det viktig at det påføres de samme tide-korreksjonene i begge datasettene slik at vi unngår systematiske feil. De periodiske tidekreftene elimineres i begge datasettene da vi midler over en periode. Den tidsuavhengige komponenten av tidekreftene derimot, som beskriver tidekreftenes permanente deformasjon av jordskorpen, elimineres ikke ved midling. Tre forskjellige tidesystemer behandler den permanente komponenten ulikt:

Mean tide (MT): fjerner kun tidsavhengig, periodisk komponent.

Zero tide (ZT): fjerner direkte effekt av permanent komponent, som er deformasjon av jordas tyngdepotensial på grunn av sol og måne. **Tide free (TF):** fjerner direkte og indirekte effekt av permanent komponent, antar dermed at sol og måne ikke finnes. (Wolfgang and Müller, 2012)

Den ellipsoidiske høyden SSH som skal beregnes av data fra vannstandsmålerne er i TF-systemet, da det er dette systemet som anvendes for posisjonsbestemmelse med GNSS. Altimetridataene er derimot i MT-systemet (som for såvidt er lik ZT-systemet når det er snakk om geometriske høyder). Det må transformeres til et av systemene, og MT-systemet vil være et mest praktisk valg da dette er et naturlig tidesystem som inkluderer effekten av sol og måne. Transformasjonen fra TF til MT kan gjøres ved bruk av følgende sammenheng gitt av Petit and Luzum (2010):

$$\begin{aligned} h^{MT} &= h^{ZT} = h^{TF} + [-0.1206 + 0.0001P_2(\sin \varphi)]P_2(\sin \varphi), \\ P_2(\sin \varphi) &= (3 \sin^2(\varphi) - 1)/2. \end{aligned} \quad (5.2)$$

der φ er breddegrad.

En alternativ metode til Ligning (5.2) finnes i Ekman (1989) og gir en maksimal differanse til metoden over på 0,8 mm ved polene. Av de to metodene ble denne valgt tilfeldig da størrelsen på usikkerheten er neglisjerbar i denne oppgaven.

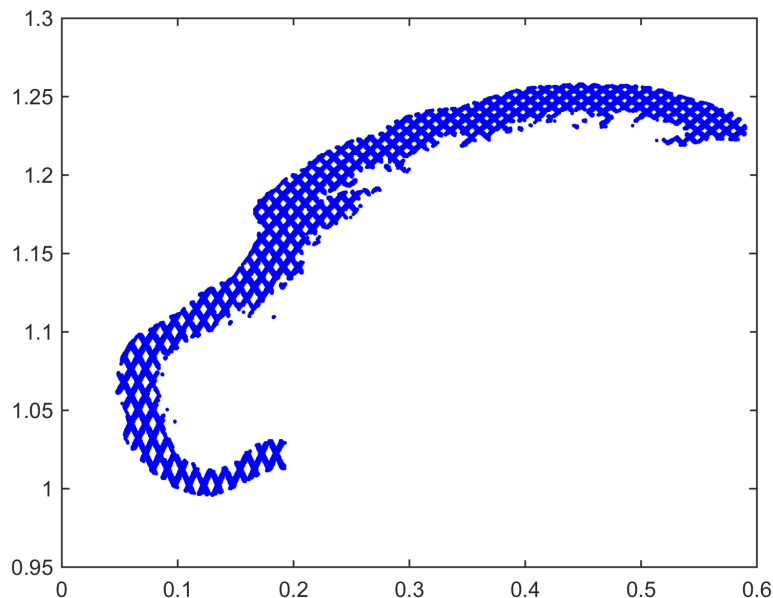
SSH gitt av vannstandsmålerne kan nå beregnes:

$$SSH_{tg} = SL + h_{TGBM,ell} - h_{TGBM,nn2000} + h_{TGZ,nn2000} + dh, \quad (5.3)$$

der SL er beregnet vannstand, $h_{TGBM,ell}$ høyde til TGBM referert til Topex-ellipsoiden i år 2015 (middelår for vannstandsobservasjonene), $h_{TGBM,nn2000}$ høyde til TGBM i NN2000 (lik $h_{TGBM,ell} - HREF$), $h_{TGZ,nn2000}$ høyden til TGZ i NN2000 og dh er korreksjonen som transformerer fra TF til til MT-systemet (Petit and Luzum, 2010).

5.2 Sammenligning

Under er alle observasjonene fra PEACHI, etter filtrering og grovfeilsøk (Kap.4.5), plottet som en funksjon av lengde og bredde. Av disse observasjonene må det gjøres et utvalg for hver vannstandsmåler det skal sammenlignes med, slik at observasjonene er innenfor en viss avstand. Ved for lange avstander mellom vannstandsmåler og altimetriobservasjon kan geoidehøyden ha en differanse som vil gi konstantavvik. For sammenligning ønskes det altimetriobservasjoner så nær vannstandsmåleren som mulig. For å føre altimetriobservasjonene til vannstandsmålerobservasjonene må det gjøres grep i form av å danne sammenlignbare utvalg.



Figur 5.1: Figuren viser hvor vi har tilgjengelig PEACHI-observasjoner langs Norskekysten. Aksene er lengde og bredde [rad]. Observasjoner fra alle trackerne er plottet, noe som innebærer mye overlapp. Standard-trackeren alene dekker omtrent det samme området. Vi ser tydelig kystkonturen da dataene er filtrert ved bruk av Kartverkets kystlinje *N50*.

Utvalget er så gjort ved å sette en radius på 100 km i sfærisk avstand rundt hver vannstandsmåler, hvor observasjoner innenfor radien brukes i sammenligningen mot vannstandsmålerobservasjonene. Radien er satt til 100 km som et kompromiss mellom å ville inkludere nok observasjoner for meningsfull statistikk, og å være nær nok vannstandsmåleren til å fange opp de lokale variasjonene i havnivå. Sfærisk avstand ψ_{Pq} [rad] mellom punktene P og q kan beregnes ved Haversine-formelen (5.4). (Meyer, 2010)

$$\sin^2\left(\frac{D}{2R}\right) = \sin^2\left(\frac{\psi_{Pq}}{2}\right) = \sin^2\left(\frac{\varphi_P - \varphi_q}{2}\right) + \sin^2\left(\frac{\lambda_P - \lambda_q}{2}\right) \cos \varphi_P \cos \varphi_q, \quad (5.4)$$

der D er sfærisk avstand [km], R er jordradien [km], ψ_{Pq} er sfærisk avstand [rad], φ og λ er henholdsvis bredde - og lengdegrad [rad] i observasjonspunktene P og q .

Dette gir at den sfæriske avstanden D [km] mellom observasjonspunktene kan løses:

$$D = 2R \arcsin \sqrt{\sin^2\left(\frac{\varphi_P - \varphi_q}{2}\right) + \sin^2\left(\frac{\lambda_P - \lambda_q}{2}\right) \cos \varphi_P \cos \varphi_q} \quad (5.5)$$

hvor det er benyttet $R = (2a + b)/3 = 6371$ km, som en tilpasning til WGS84-ellipsoiden.

Antallet observasjoner vi sitter igjen med for hver vannstandsmåler etter utvalget, gitt av de fem ulike trackerne, er vist under Resultater i Tabell 6.3.

Før sammenlikning mot vannstandsobservasjoner må SSH-verdier fra vannstands-observasjonene interpoleres til altimetri-tidspunkt. Dette er gjort ved bruk av funksjonen *interp1* i Matlab. I tillegg korrigeres det for landhevingen som har pågått mellom observasjonstidspunkt og referansetidspunkt for TGBM sin høyde. Landhevingsratene for de aktuelle vannstandsmålerne er hentet fra <https://www.kartverket.no/sehavniva/>. Den interpolerte SSH-verdien korrigeres for landhevning i Ligning (5.6) for å få en SSH-verdi ($SSH(t_{alt})_{tg}$) som kan sammenlignes med altimetriobservasjonene.

$$SSH(t_{alt})_{tg} = SSH_{tg,interp} + lokal\ landhevingsrate \cdot (t_{alt} - t_{ref}), \quad (5.6)$$

der $SSH_{tg,interp}$ er SSH interpolert til altimetriobservasjonspunktet, t_{alt} er altimetriobservasjonstidspunkt og t_{ref} er referansetidspunkt for høydebestemmelse av TGBM.

Kapittel 6

Resultater og Analyse

6.1 Geoidehøyde-differansene

Da jeg sammenlignet HREF-høydene ved TGBM og TGZ i Tabell 4.1, ble det oppdaget en geoidehøydeforskjell i HREF på flere centimeter i noen av områdene. Differansene har gjennomsnittlig absoluttverdi på 0,86 cm og et standardavvik på 0,01 cm. Vi ser at Trondheim har en spesielt høy differanse på 9,0 cm, en verdi som påvirker statistikken mye. Den kan se ut som en grovfeil, men det er kontrollert på Kartverket at HREF gir disse høydene i TGBM og vannstandsmåler i Trondheim, slik at det er en viktig observasjon å inkludere. Avvikene vil i denne oppgaven forplante seg direkte som avvik i ellipsoidisk vannstand SSH, og var dermed et interessant funn.

Trondheim hadde en høydeforskjell på 9,0 cm, Bodø på 2,7 cm, Tromsø på 1,5 cm og Andenes og Hammerfest på 1,0 cm. Geoidehøyden er antatt stabil over korte avstander og i områder med lite terreng. Når det gjelder Trondheim er avstanden mellom TGBM og vannstandsmåler 2 km, og kotehøydeforskjellen omtrent 10 m med lite terreng imellom. Det er feilkilder i selve HREF modellen, som også mulig kan være grunn til det større avviket i Trondheim. Det å bruke HREF i TGBM og nivellert høydeforskjell til TGZ for å bestemme ellipsoidisk høyde i vannstandsmåleren har en usikkerhet mulighet for å gjøre store feil.

6.2 Feltarbeidet

Innmålingen av TGBM i feltarbeidet har resultert i ellipsoidiske høyder som ligger lavere enn forventet. Høydene det sammenlignes mot er i utgangspunktet NN2000-høyder hentet fra Norgeskart, som er transformert ved hjelp av Kartverkets transformasjons-biblioteker, hvor det er tatt i bruk samme parametere som ved beregning av innmålte høyder (Kap. 4.2). Det sammenlignes dermed ellipsoidiske høyder, med Topex-referanseellipsoide, i kampanjetidspunkt. Resultatene er gitt i Tabell 6.1.

Tabell 6.1: Tabellen viser høyde-resultatene gitt av de forskjellige vektorene fra feltarbeidet. Noen punkter hadde to måleperioder og vektoren er derfor ført opp to ganger med noe forskjell i resultatshøyde. Tabellen viser (fra venstre): referansestasjon vektoren er beregnet fra, punktet vektoren er beregnet til (med offisielt punktnavn og forklaring av punktet, evt nyetablert bolt og hvilket fastmerke det er nivellert til), ellipsoidisk høyde [m] i TGBM/fastmerke hentet fra Norgeskart, nivellert høydeforskjell [m] fra fastmerke til nyetablert bolt, innmålt ellipsoidisk høyde [m] gitt av prosessert vektor, og tilslutt avvik ($(H_{resultat} + \Delta h) - H_{Norgeskart}$). Alle mine resultatshøyder ligger for lavt i forhold til Norgeskart.

Vektor fra	Vektor til	Høyde fra Norgeskart	Δh	Beregnet høyde med vektor	Avvik [m]
FREC	G37N0111 TGBM Vikar	41.6854	-	41.6356	-0.0497
FREC	G37N0111 TGBM Vikar			41.6399	-0.0455
TJMC	G37N0111 TGBM Vikar			41.6313	-0.0541
TJMC	G37N0111 TGBM Vikar			41.6175	-0.0679
FREC	G37T0665 Landsnettpunkt Vikar	42.2796	-	42.2357	-0.0439
FREC	G37T0665 Landsnettpunkt Vikar			42.2313	-0.0483
TJMC	G37T0665 Landsnettpunkt Vikar			42.2243	-0.0554
TJMC	G37T0665 Landsnettpunkt Vikar			42.2317	-0.0480
OPEC	Ny bolt Oslo 1. Nivellert til TGBM G35N0349	43.9541	0.56136	43.3762	-0.0166
OPEC	Ny bolt Oslo 1. Nivellert til TGBM G35N0349			43.3740	-0.0188
SVIC	Ny bolt Oslo 1. Nivellert til TGBM G35N0349			43.3618	-0.0309
SVIC	Ny bolt Oslo 1. Nivellert til TGBM G35N0349			43.3614	-0.0313
OPEC	Ny bolt Oslo 2. Nivellert til G35N0034	43.9113	1.64738	42.2589	-0.0050
SVIC	Ny bolt Oslo 2. Nivellert til G35N0034			42.2466	-0.0173
SVIC	Ny bolt Oslo 2. Nivellert til G35N0034			42.2433	-0.0206
OSLS	Ny bolt Osca 1. Nivellert til G35N0398	42.7730	1.56915	41.1481	-0.0557
OSLS	Ny bolt Osca 2. Nivellert til G35N0398	43.3678	1.76127	41.5556	-0.0510
TJMC	F38N0030 Høydefastmerke i Helgeroa	43.7440	-	43.6805	-0.0050
TJMC	F38N0037 TGBM Helgeroa	44.2979	-	44.2402	-0.0173
PRGC	F38N0037 TGBM Helgeroa			44.2773	-0.0206

Resultatene har et gjennomsnittlig avvik til NN2000 høyder, transformert ved hjelp av HREF, på -4.0 cm. Det største avviket er på -6.8 cm og er måling nr. 2 fra TJMC til TGBM i Vikar. Målingene i Vikar har et gjennomsnittlig avvik på -5.2 cm, mens det i Oslo bare ligger på -2.0 cm. I Oscarsborg og Helgeroa er det for få vektorer til å gi noen meningsfull statistikk, men det ser ut til å kunne være gode resultater på Helgeroa med avvikene -0,5 cm, -1,7 cm og -2,1 cm, og dårligere på Oscarsborg med -5,6 cm og -5,1 cm.

Resultatene inneholder interne høydevariasjoner i ett og samme punkt beregnet fra samme referansestasjon på opp til 1,3 cm der vi har to måleperioder. Nøyaktigheten på målingene kan derfor ikke forventes å være bedre enn dette slik de er målt og beregnet i denne oppgaven (for beregningsgang se Kap. 4.2). I følge feilbudsjettet, er standardavvikene til TGBM sin høyde som oppført i Tabell 6.2.

Tabell 6.2: Under framkommer nøyaktigheten til beregnede høyder med de ulike vektorene. Der det er utført to måleserier i samme punkt er størrelsene midlet.

Vektor fra	Vektor til mottaker i	Standardavvik [mm]
TJMC	Vikar TGBM	5.4
FREC	Vikar TGBM	10.8
TJMC	Vikar G37T0665	5.2
FREC	Vikar G37T0665	10.5
SVIC	Oslo ny bolt 1.	6.9
OPEC	Oslo ny bolt 1.	10.6
SVIC	Oslo ny bolt 2.	11.4
OPEC	Oslo ny bolt 2.	11.3
SVIC	Oscarsborg ny bolt 1.	5.7
OSLS	Oscarsborg ny bolt 1.	3.5
SVIC	Oscarsborg ny bolt 2.	5.7
OSLS	Oscarsborg ny bolt 2.	3.8
TJMC	Helgeroa F38N0030	6.1
TJMC	Helgeroa TGBM	8.0
PRGC	Helgeroa TGBM	0.3

Feilbudsjettet har vært noe optimistisk da avvikene internt i resultathøyden har dårligere presisjon enn hva disse nøyaktighetene tilsier at de burde. Standardavvikene på målingene ligger på 0.3 - 11 mm gitt av feilbudsjettet, samtidig har vi variasjoner i ett og samme punkt på over 13 mm. Det finnes mange mulige feilkilder og bidrag som er vanskelig å tallfeste fornuftig, men som burde vært inkludert i budsjettet for å få mer realistiske standardavvik. Dette foreller oss at bidrag til feilbudsjettet er satt urealistisk lavt.

6.3 Validering av PEACHI

Under viser Tabell 6.3 antallet observasjoner utvalget har resultert i. Nederste linje gir gjennomsnittlig antall observasjoner gitt av de forskjellige trackerne.

Tabell 6.3: Tabellen viser antall altimetri-observasjoner som finnes i en radius på 100km rundt hver vannstandsmåler, gitt av de fem ulike trackerene. * Indikerer særdeles få observasjoner slik at det er gjort justeringer i etterkant.

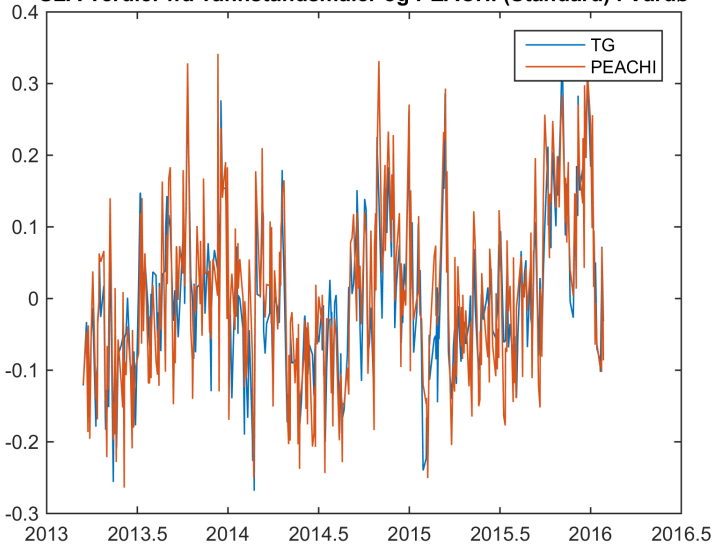
	bagp3	icenew	mle3p	red3	standard
Vardø	400	428	428	429	423
Honningsvåg	535	526	527	527	527
Hammerfest	449	449	446	446	451
Tromsø	407	404	398	401	405
Andenes	383	409	413	411	407
Harstad	309	303	306	304	301
Narvik	111	105	103	105	96
Kabelvåg	326	352	349	356	350
Bodø	277	257	262	265	262
Rørvik	235	257	258	259	260
Mausund	291	321	323	323	323
Trondheim	113	101	102	102	104
Heimsjø	283	269	273	270	275
Kristiansund	244	243	245	246	249
Ålesund	282	274	276	278	277
Måløy	179	239	240	239	239
Bergen	147	175	176	177	177
Stavanger	170	173	178	178	173
Tregde	282	287	287	286	292
Helgeroa	182	177	177	180	178
Oscarsborg	87	84	86	87	80
Oslo*	3	5	6	6	7
Viker	124	122	121	123	123
midlet ant. obs:	253	259	260	261	260

Vi ser at Oslo, som ligger innerst i en fjord med mange øyer, bare har 3-7 observasjoner i utvalget. Oscarsborg er en øy i Oslofjorden og har nest færrest observasjoner med 80-87 stk. Det indikerer lite areal med sjø rundt vannstandsmålerne i Oslofjorden, slik at vi kan slite med å få nok altimetridata for sammenligning med vannstandsmålerne. I Oslo justeres den sfæriske grenseavstanden som en test, fra 100 km til 120 km, for å se om dette gir et bedre sammenligningsgrunnlag. Det oppnås en økning til 77 observasjoner, et utvalg som benyttes videre akkurat for Oslo for å få mer meningsfull statistikk. Vannstandsmålerne omringet av mye hav har et observasjonsantall på flere hundre. Honningsvåg har flest observasjoner i utvalget med 527 observasjoner. De ulike trackerene gir omtrent like mange observasjoner, men *bagp3* har generelt noen færre enn de andre.

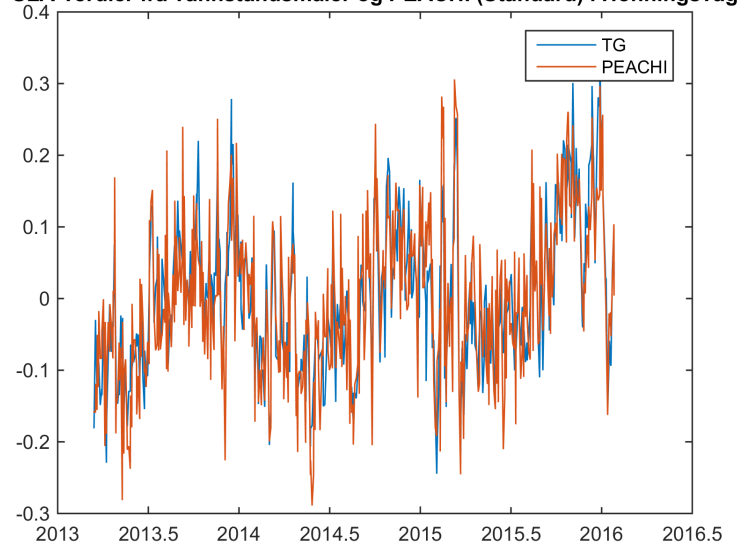
På neste side er det plottet SLA-verdier fra standardtrackeren og vannstandsmåler (TG) for alle vannstandsmålerne langs Norskekysten. Her er middelet trukket fra for begge datasettene slik at de begge varierer rundt null, og det vil være enklere å se korrelasjonen. Videre følger fem tabeller, én for hver tracker, med tilhørende konstantavvik, korrelasjon og cRMSD for hver vannstandsmåler. SLA-sammenligningene viser hvor godt PEACHI sine ulike trackere stemmer overens med vannstandsobservasjoner i vannstandsmåler. Konstantavviket vises kun i tabellene, og er beregnet ved å trekke fra MSS-modellen *DTU15* ifra de tidsvarierende SSH-verdiene (??).

SLA-plottene for resterende trackere finnes i Vedlegg. 9.2.

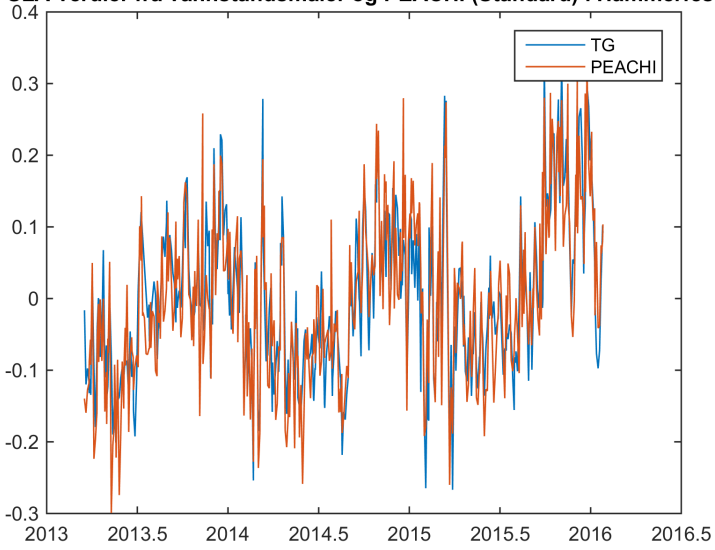
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Vardø



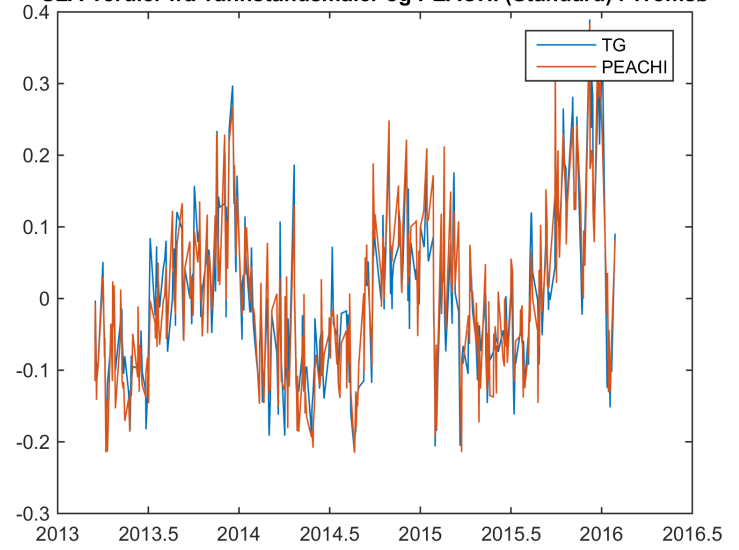
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Honningsvåg



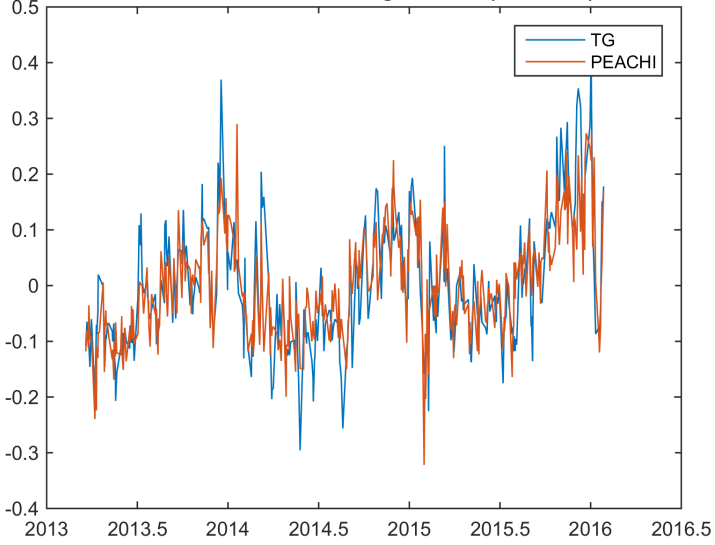
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Hammerfest



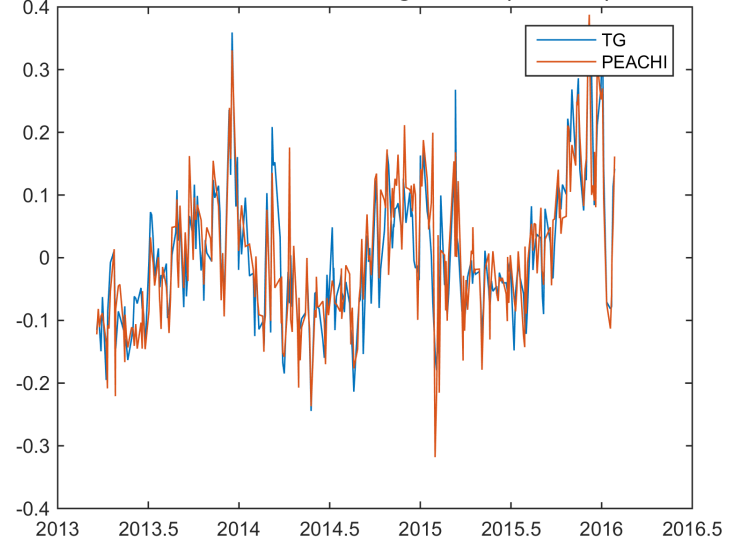
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Tromsø



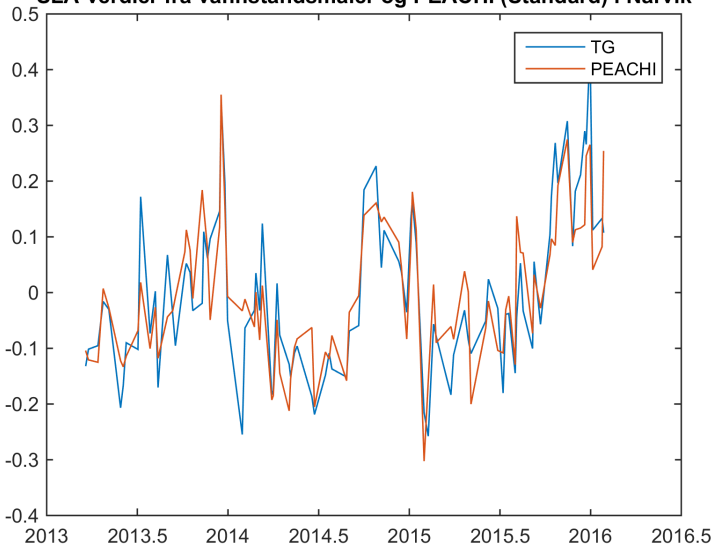
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Andenes



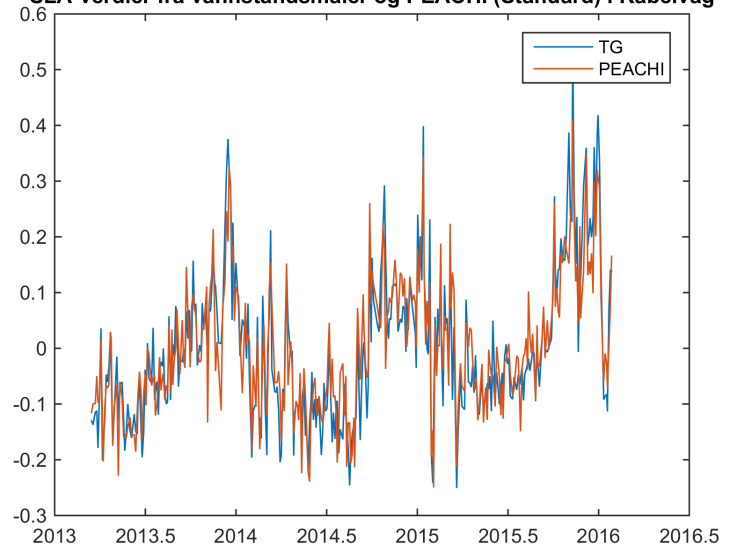
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Harstad



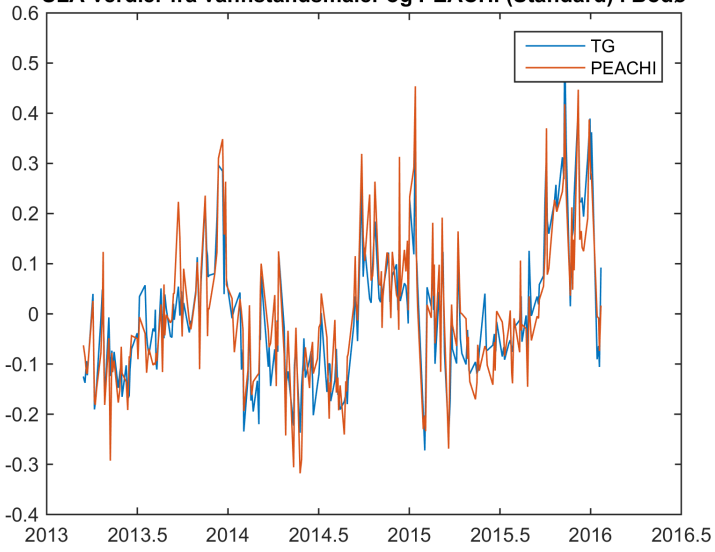
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Narvik



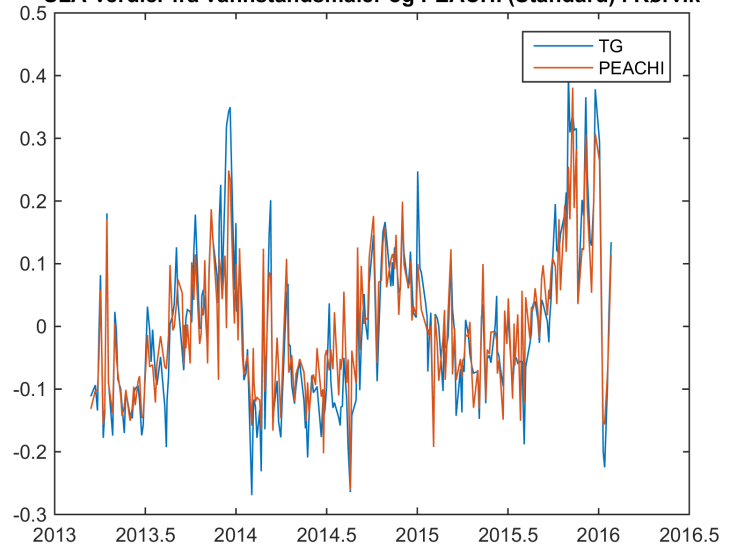
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Kabelvåg



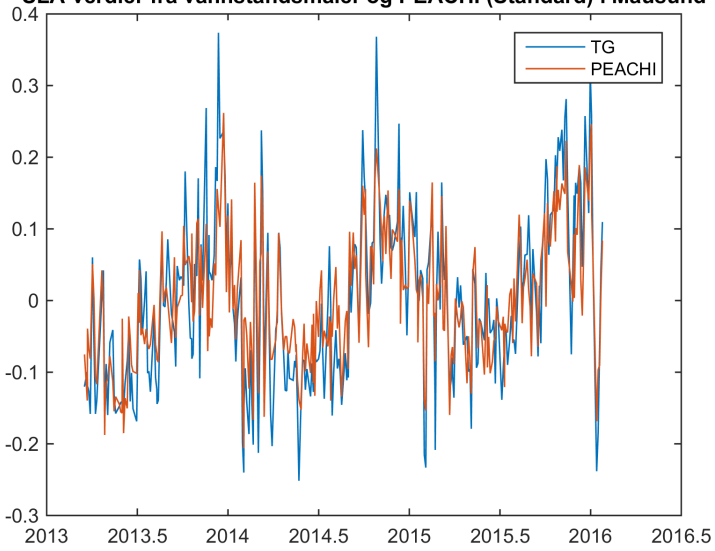
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Bodø



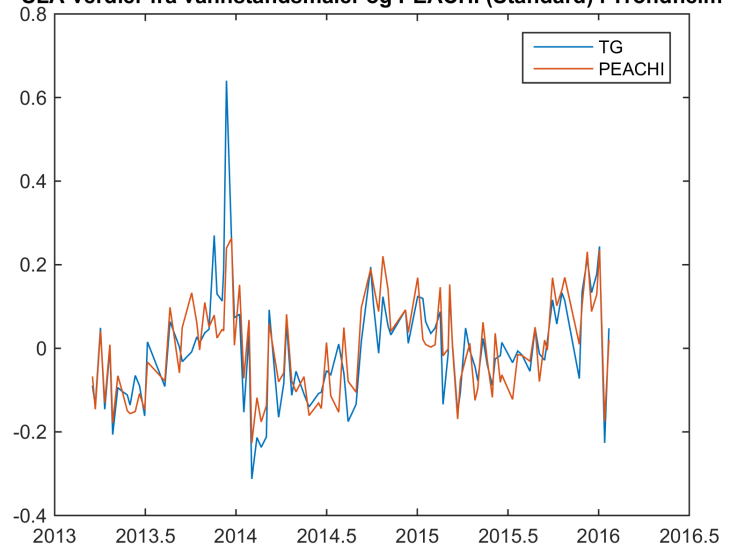
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Rørvik

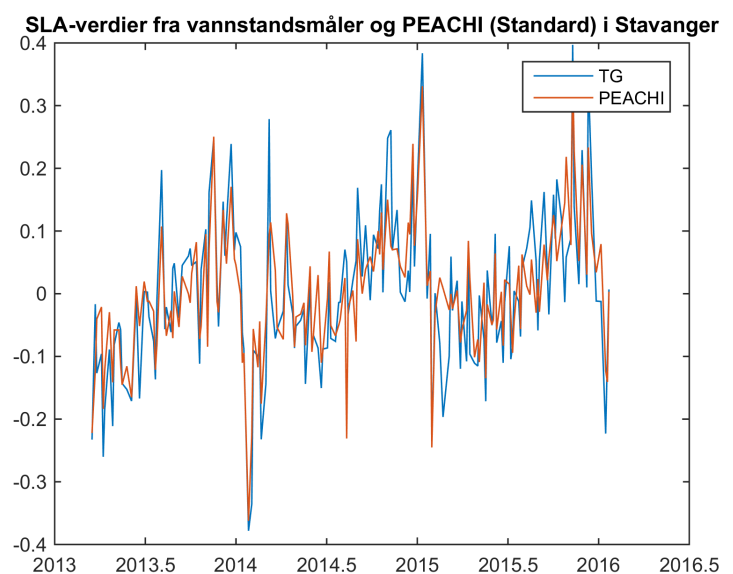
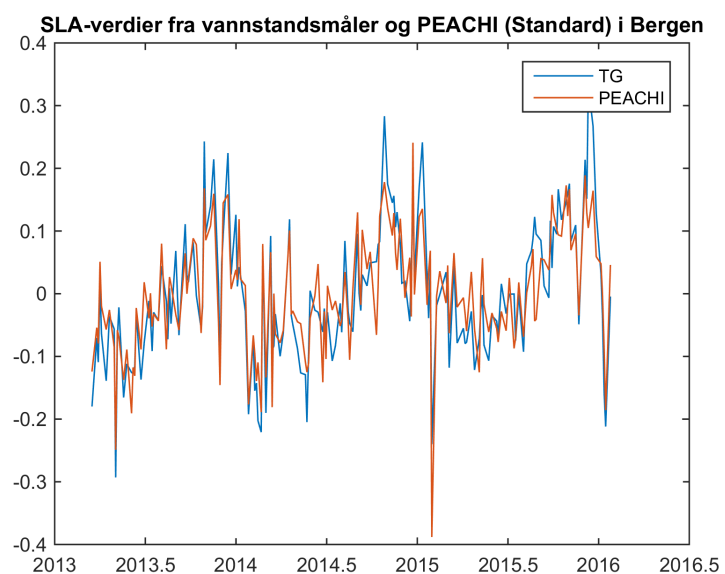
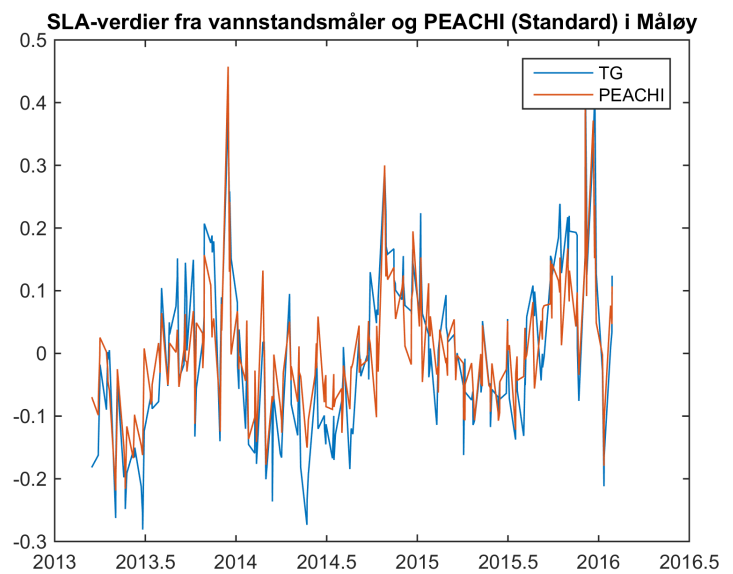
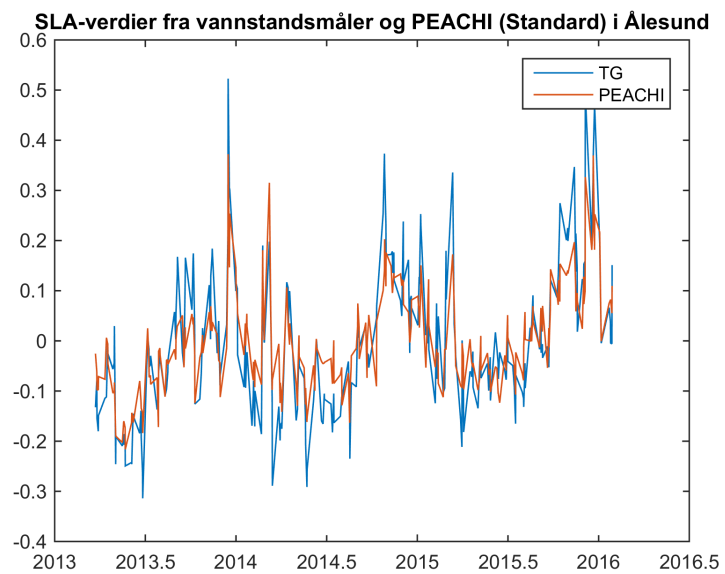
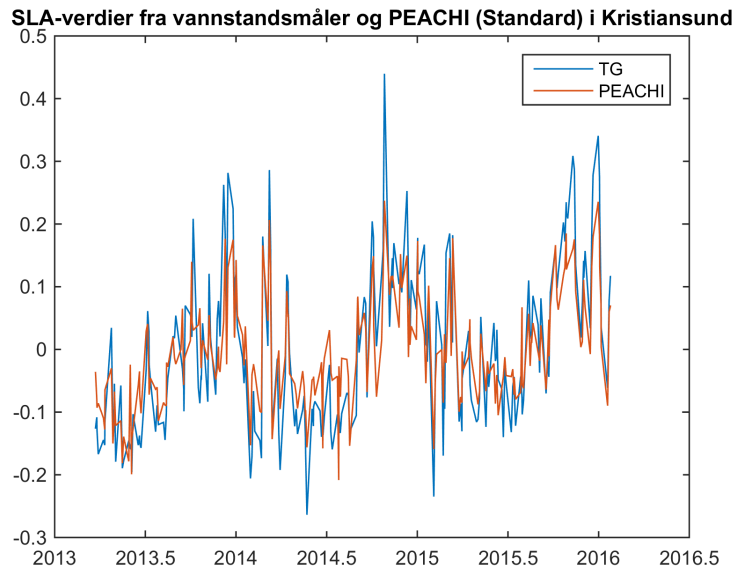
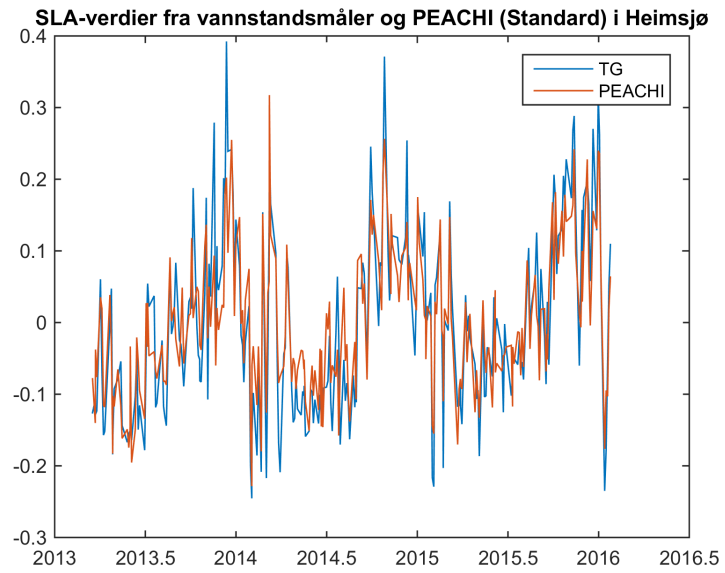


SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Mausund

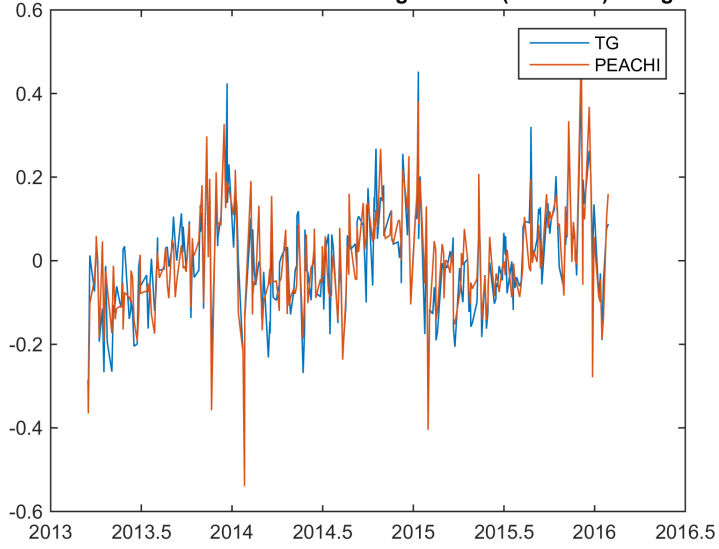


SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Trondheim

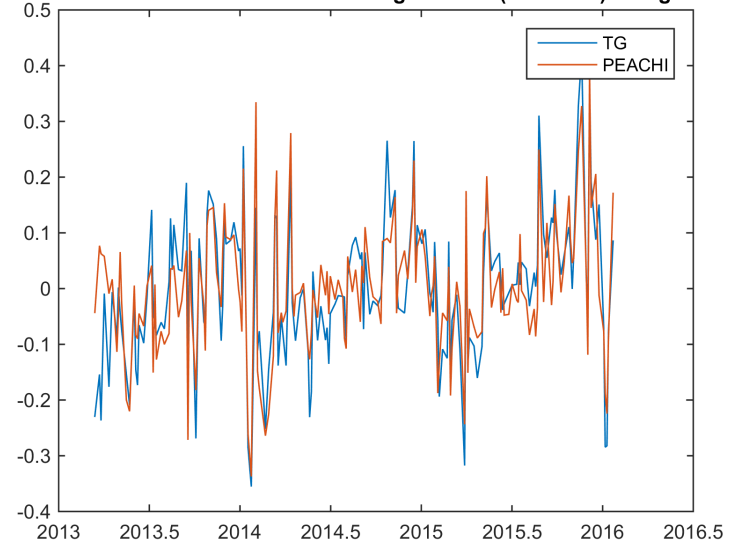




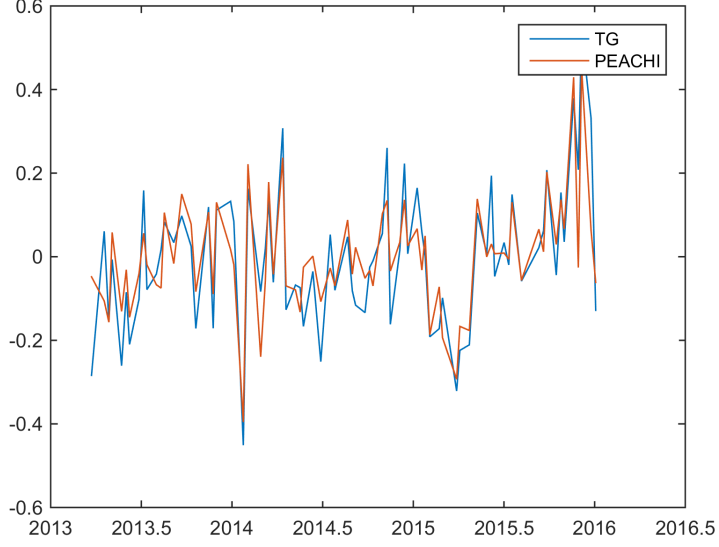
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Tregde



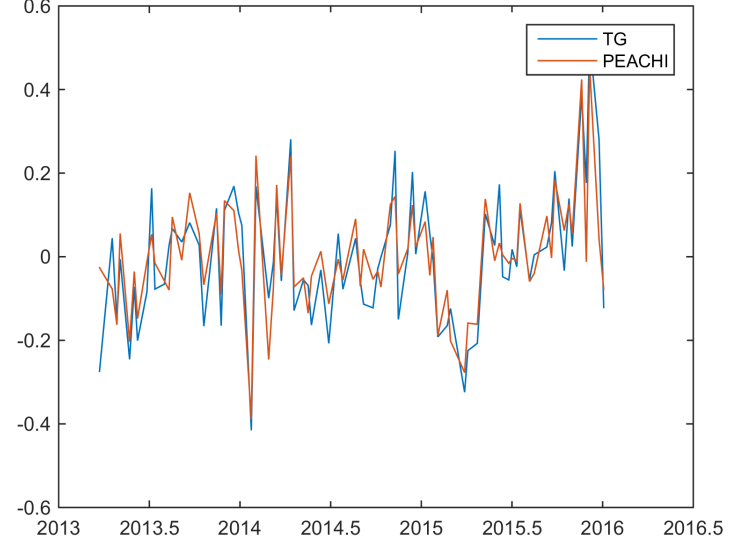
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Helgeroa



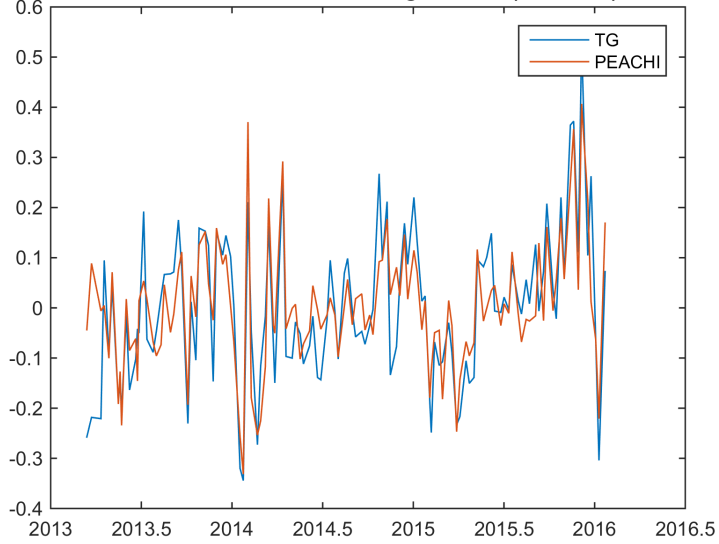
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Oslo



SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Oscarsborg



SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (Standard) i Viker



Tabell 6.4: SLA-sammenligning av standardtracker og vannstandsmåler

STANDARD			
	Korrelasjon [%]	cRMSD [cm]	Konstantavvik [cm]
Vardø	84,7	6,5	4,5
Honningsvåg	81,8	6,4	-16,8
Hammerfest	84,1	6,3	-9,2
Tromsø	90,0	5,0	-37,8
Andenes	80,5	6,7	-4,9
Harstad	87,5	5,5	-2,7
Narvik	85,4	7,4	-5,2
Kabelvåg	89,4	5,9	-11,7
Bodø	89,8	6,3	-1,4
Rørvik	89,2	5,9	-9,8
Mausund	85,3	6,2	-0,4
Trondheim	83,3	7,2	15,3
Heimsjø	87,9	6,1	-24,1
Kristiansund	86,9	6,5	6,0
Ålesund	87,6	7,6	-28,2
Måløy	85,8	7,0	-21,9
Bergen	85,8	5,5	-26,3
Stavanger	83,5	6,8	13,1
Tregde	85,4	6,7	4,6
Helgeroa	82,5	7,3	1,8
Oscarsborg	86,6	7,8	-8,0
Oslo	85,1	8,8	-35,2
Viker	82,0	8,5	-3,5

Korrelasjonen er svært god, >80% langs hele Norskekysten. Mange steder ligger korrelasjonen opp mot 90%. Standardavviket til differansene ligger mellom 5,0 cm og 8,8 cm med et internt standardavvik på 0,9 cm. Konstantavvikene varierer fra -37,8 cm til 15,3 cm, og har et standardavvik på 11 cm.

Tabell 6.5: SLA-sammenligning av Bagp3 og vannstandsmåler

BAGP3			
	Korrelasjon [%]	RMSD [cm]	Konstantavvik [cm]
Vardø	82,8	6,8	-3,2
Honningsvåg	76,0	7,4	-25,9
Hammerfest	76,8	7,5	-17,8
Tromsø	84,1	6,4	-46,1
Andenes	80,9	6,6	-14,6
Harstad	81,4	6,6	-11,7
Narvik	82,8	8,0	-12,5
Kabelvåg	88,9	6,0	-20,7
Bodø	84,4	7,6	-9,1
Rørвик	78,6	8,0	-19,0
Mausund	72,6	8,2	-10,2
Trondheim	75,9	8,4	6,8
Heimsjø	73,6	8,4	-33,5
Kristiansund	73,8	8,4	-4,0
Ålesund	80,1	8,9	-38,0
Måløy	83,2	7,8	-31,9
Bergen	74,3	7,3	-35,6
Stavanger	80,4	7,3	3,6
Tregde	82,8	7,3	-3,9
Helgeroa	74,9	8,7	-4,8
Oscarsborg	77,9	10,0	-14,8
Oslo	77,4	10,7	-42,5
Viker	70,5	10,6	-10,1

Korrelasjonen er dårligere enn standardtrackeren, men likevel god (>70%). Standardavviket til differansene varierer fra 6,0 cm - 10,6 cm, noe større enn standardtrackeren, og disse har et standardavvik 1,24 cm. Konstantavvikene ligger mellom -46,1 cm og 6,8 cm, og har et standardavvik på 13 cm. Generelt framkommer ingen gevinst i forhold til standard tracker.

Tabell 6.6: SLA-sammenligning av IceNew og vannstandsmåler

ICENEW			
	Korrelasjon [%]	RMSD [cm]	Konstantavvik [cm]
Vardø	81,6	6,7	-3,6
Honningsvåg	72,0	7,8	-25,9
Hammerfest	72,8	7,8	-18,2
Tromsø	83,7	6,2	-46,5
Andenes	65,0	8,7	-14,8
Harstad	80,4	6,5	-11,9
Narvik	84,2	7,5	-11,7
Kabelvåg	83,0	7,5	-21,1
Bodø	86,8	6,8	-9,7
Rørвик	70,0	9,2	-19,8
Mausund	62,6	9,2	-10,8
Trondheim	67,8	9,2	6,5
Heimsjø	65,1	9,4	-34,0
Kristiansund	65,6	9,3	-4,5
Ålesund	70,1	10,4	-38,9
Måløy	72,7	9,2	-32,9
Bergen	71,0	7,8	-36,6
Stavanger	80,6	7,4	3,7
Tregde	82,6	7,3	-4,1
Helgeroa	76,0	8,5	-5,1
Oscarsborg	75,5	10,6	-14,7
Oslo	74,6	11,4	-42,4
Viker	69,0	10,9	-10,2

Korrelasjonen for IceNew er noe varierende, men for alle stedene er den $>60\%$. Standardavvikene til differansene ligger mellom 6,2 cm og 11,4 cm, med et standardavvik på 1,4 cm. Konstantavvikene varierer fra -46,5 cm til 6,5 cm har et standardavvik på 13 cm. Generelt ingen bedre resultater enn standard tracker eller Bagp3.

Tabell 6.7: SLA-sammenligning av Mle3p og vannstandsmåler

MLE3P			
	Korrelasjon [%]	RMSD [cm]	Konstantavvik [cm]
Vardø	81,0	6,8	-3,7
Honningsvåg	73,2	7,6	-26,0
Hammerfest	74,3	7,6	-18,3
Tromsø	83,3	6,3	-46,6
Andenes	66,1	8,5	-14,6
Harstad	81,4	6,4	-11,9
Narvik	83,1	7,9	-12,4
Kabelvåg	83,7	7,3	-21,3
Bodø	86,3	6,9	-9,9
Rørвик	72,9	8,8	-20,0
Mausund	66,7	8,8	-10,8
Trondheim	71,6	9,0	5,8
Heimsjø	69,2	8,9	-34,2
Kristiansund	68,7	9,0	-4,6
Ålesund	75,7	9,8	-38,9
Måløy	68,3	9,7	-33,1
Bergen	73,2	7,5	-36,5
Stavanger	80,6	7,4	3,4
Tregde	82,3	7,2	-4,2
Helgeroa	77,0	8,3	-5,2
Oscarsborg	75,8	10,5	-15,1
Oslo	76,0	11,1	-42,9
Viker	70,0	10,8	-10,2

Korrelasjonen er varierende, fra 66,1% - 86,3%. cRMSD ligger mellom 6,3 cm og 11,1 cm med standardavvik på 1,3 cm. Konstantavvikene varierer fra -46,6 cm til 5,8 cm og har et standardavvik på 14 cm. Mle3p viser heller ingen gevinst i forhold til standard tracker.

Tabell 6.8: SLA-sammenligning av Red3 og vannstandsmåler

RED3			
	Korrelasjon [%]	RMSD [cm]	Konstantavvik [cm]
Vardø	81,5	6,7	-3,8
Honningsvåg	72,8	7,6	-26,0
Hammerfest	73,8	7,8	-18,4
Tromsø	83,5	6,2	-46,6
Andenes	65,5	8,7	-14,8
Harstad	81,9	6,3	-12,0
Narvik	83,8	7,7	-12,1
Kabelvåg	84,2	7,2	-21,3
Bodø	86,8	6,8	-9,9
Rørвик	72,1	8,9	-20,1
Mausund	66,1	8,8	-10,9
Trondheim	73,2	8,7	5,6
Heimsjø	69,8	8,9	-34,2
Kristiansund	67,7	9,1	-4,8
Ålesund	74,3	10,0	-38,9
Måløy	71,4	9,3	-33,1
Bergen	72,3	7,6	-36,7
Stavanger	80,3	7,4	3,5
Tregde	82,5	7,2	-4,2
Helgeroa	74,8	8,7	-5,0
Oscarsborg	76,0	10,4	-15,0
Oslo	76,4	11,0	-42,8
Viker	69,0	10,9	-10,3

Red3 har også varierende korrelasjon, veldig lik Mle3p og Icenew, med 65,5 - 86,8%. Standardavviket til differansene varierer fra 6,2 cm til 11,0 cm med standardavvik på 1,3 cm. Konstantavvikene ligger mellom -46,6 cm og 5,6 cm med tilhørende standardavvik 13 cm. Ingen av trackerene viser seg bedre enn standardtrackeren i disse tabellene.

Under viser Tabell 6.9 konstantavvikene beregnet med innmålt ellipsoidisk høyde i TGBM, for alle de ulike trackerene.

Tabell 6.9: Konstantavvik i SLA-verdier, gitt av innmålt TGBM. MSS modellen DTU15 er trukket ifra SSH-verdiene for beregning av SLA. Det ene konstantavviket som samsvarer dårligere av denne metoden for høydebestemmelse er markert med *.

Konstantavvik (med innmålt ellipsoidisk høyde i TGBM)					
	Standard	Bagp3	Icenew	Mle3p	Red3
Helgeroa	5,4*	-1,1	-1,5	-1,6	-1,3
Oscarsborg	-2,7	-9,4	-9,4	-9,8	-9,7
Oslo	-34,0	-41,3	-41,2	-41,7	-41,6
Viker	1,8	-4,8	-4,9	-5,0	-5,0

Alle unntatt ett konstantavvik samsvarer bedre med altimetriobservasjonene ved ellipsoidisk høyde bestemt av GNSS- innmåling. PEACHI gjør forøvrig ingen validering av innmålingsmetode for TGBM, da det er PEACHI som er testfeltet, men vi har feilbidrag i alle datasettene slik at det kan være en indikasjon på hvem som egner seg best. Generelt samsvarer de resultatene ved bruk av de innmålte høydene bedre enn ved transformasjon fra NN2000 til ellipsoiden ved hjelp av HREF. Kun standartrackeren i Helgeroa viste et mer samsvarende resultat ved bruk av HREF.

PEACHI gir generelt svært god korrelasjon med vannstandsdataene. For alle vannstandsmålerne har standardtrackeren best korrelasjon, ofte i betydelig grad. Tilpasningene som er gjort for kystsonen i de ulike trackerene ser ikke ut til å egne seg bedre enn standardtrackeren langs Norskekysten.

Havnivå referert til ellipsoiden (SSH-verdiene) samt konstantavvik er gitt i Tabell 6.10 for alle vannstandsmålere og trackere. Trackerene er forkortet S (Standard), B (Bagp3), I (Icenew), M (Mle3p) og R (Red3). *alt* og *tg* står for henholdsvis altimetri og vannstandsmåler. Hver tredje kolonne gir konstantavviket Δ for de to foregående kolonnene.

Tabell 6.10: SSH verdier og konstantavvik [m]

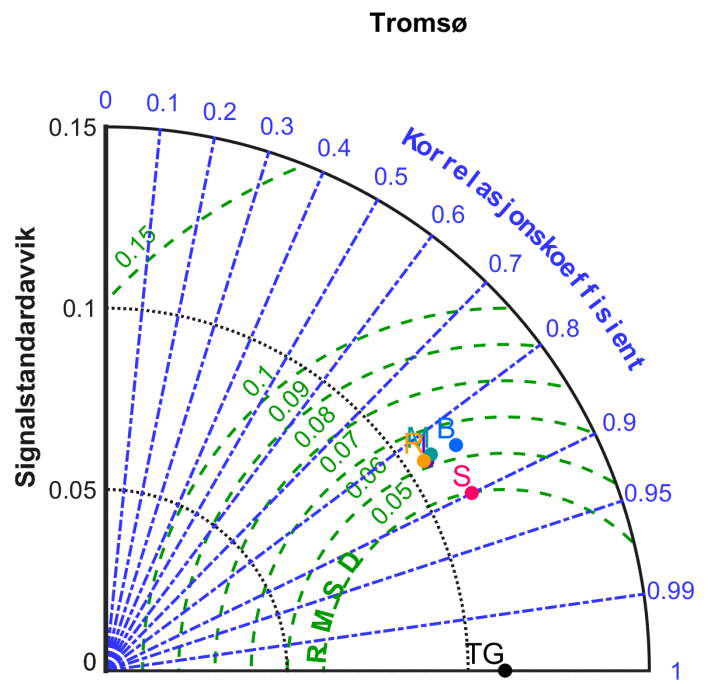
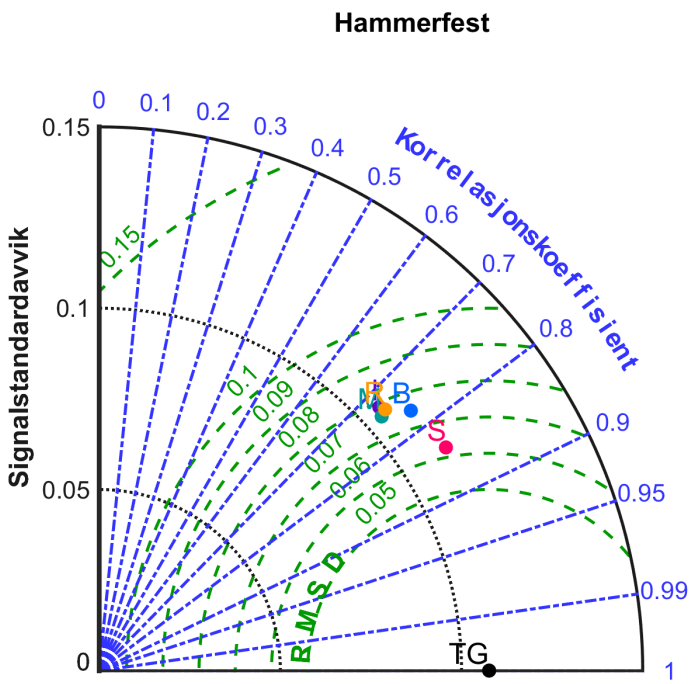
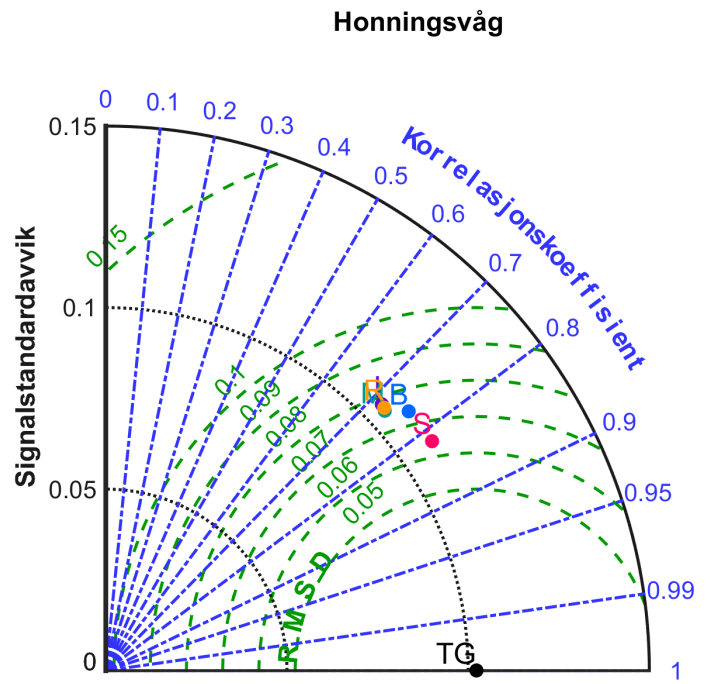
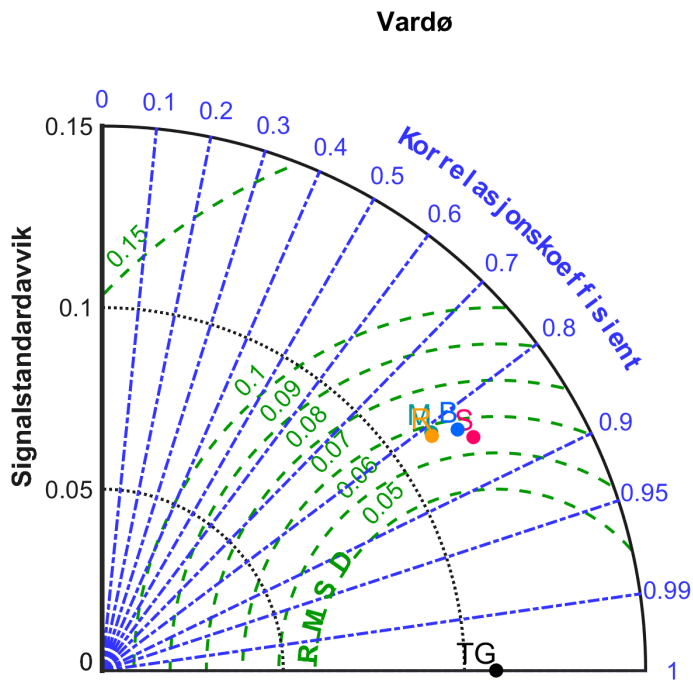
	S_{alt}	S_{tg}	Δ	B_{alt}	B_{tg}	Δ	I_{alt}	I_{tg}	Δ
Vardø	18,78	18,73	0,04	18,70	18,73	-0,03	18,70	18,73	-0,04
Honningsvåg	23,36	23,53	-0,17	23,27	23,53	-0,26	23,27	23,53	-0,26
Hammerfest	25,92	26,01	-0,09	25,83	26,01	-0,18	25,83	26,01	-0,18
Tromsø	31,24	31,62	-0,38	31,16	31,62	-0,46	31,16	31,62	-0,46
Andenes	36,02	36,07	-0,05	35,93	36,07	-0,15	35,93	36,07	-0,15
Harstad	33,69	33,72	-0,03	33,60	33,72	-0,12	33,60	33,72	-0,12
Narvik	31,64	31,70	-0,05	31,56	31,68	-0,12	31,57	31,68	-0,12
Kabelvåg	35,50	35,62	-0,12	35,41	35,62	-0,21	35,41	35,62	-0,21
Bodø	31,86	31,88	-0,01	31,78	31,88	-0,09	31,78	31,87	-0,10
Rørvik	39,14	39,24	-0,10	39,05	39,24	-0,19	39,04	39,24	-0,20
Mausund	42,24	42,24	0,00	42,14	42,25	-0,10	42,14	42,24	-0,11
Trondheim	40,07	39,92	0,15	39,99	39,92	0,07	39,98	39,91	0,07
Heimsjø	42,10	42,34	-0,24	42,00	42,34	-0,33	42,00	42,34	-0,34
Kristiansund	44,65	44,59	0,06	44,55	44,59	-0,04	44,55	44,59	-0,04
Ålesund	45,01	45,29	-0,28	44,91	45,29	-0,38	44,90	45,29	-0,39
Måløy	45,93	46,15	-0,22	45,83	46,15	-0,32	45,82	46,14	-0,33
Bergen	45,39	45,65	-0,26	45,29	45,65	-0,36	45,28	45,65	-0,37
Stavanger	44,44	44,30	0,13	44,35	44,31	0,04	44,34	44,31	0,04
Tregde	41,71	41,66	0,05	41,63	41,66	-0,04	41,62	41,66	-0,04
Helgeroa	41,01	40,99	0,02	40,94	40,99	-0,05	40,94	40,99	-0,05
Oscarsborg	39,87	39,95	-0,08	39,79	39,94	-0,15	39,80	39,95	-0,15
Oslo	39,52	39,87	-0,35	39,44	39,86	-0,42	39,44	39,87	-0,42
Viker	38,28	38,32	-0,04	38,22	38,32	-0,10	38,22	38,32	-0,10

Tabell 6.11: fortsettelse av tabell SSH verdier og konstandavvik [m]

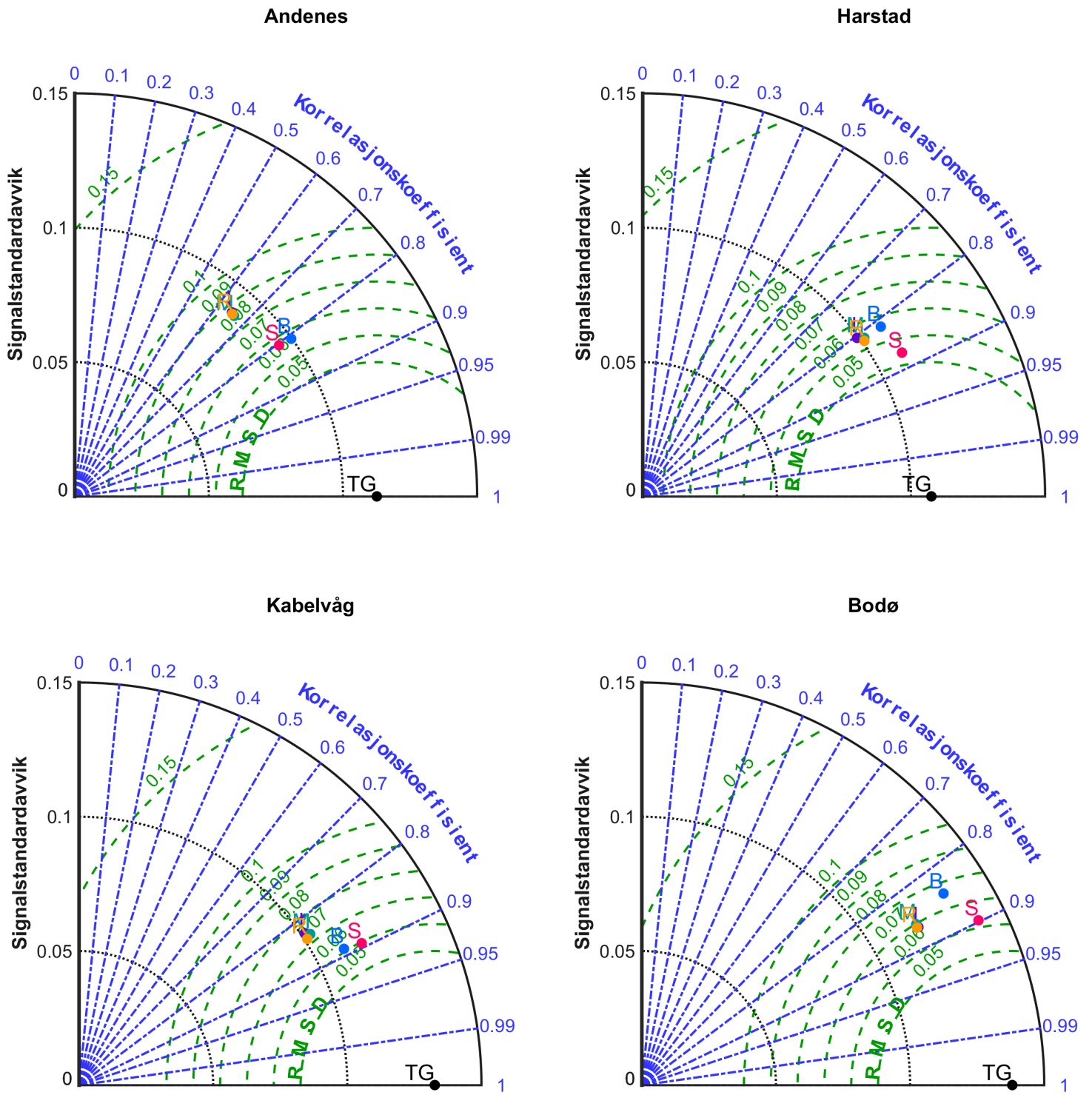
	M_{alt}	M_{tg}	Δ	R_{alt}	R_{tg}	Δ
Vardø	18,70	18,73	-0,04	18,69	18,73	-0,04
Honningsvåg	23,27	23,53	-0,26	23,27	23,53	-0,26
Hammerfest	25,82	26,01	-0,18	25,82	26,01	-0,18
Tromsø	31,15	31,62	-0,47	31,15	31,62	-0,47
Andenes	35,93	36,07	-0,15	35,92	36,07	-0,15
Harstad	33,60	33,72	-0,12	33,60	33,72	-0,12
Narvik	31,56	31,69	-0,12	31,56	31,68	-0,12
Kabelvåg	35,41	35,62	-0,21	35,40	35,62	-0,21
Bodø	31,77	31,87	-0,10	31,77	31,87	-0,10
Rørвик	39,04	39,24	-0,20	39,04	39,24	-0,20
Mausund	42,14	42,24	-0,11	42,14	42,24	-0,11
Trondheim	39,97	39,91	0,06	39,98	39,92	0,06
Heimsjø	42,00	42,34	-0,34	42,00	42,34	-0,34
Kristiansund	44,55	44,59	-0,05	44,54	44,59	-0,05
Ålesund	44,90	45,29	-0,39	44,90	45,29	-0,39
Måløy	45,81	46,15	-0,33	45,81	46,14	-0,33
Bergen	45,28	45,65	-0,37	45,28	45,65	-0,37
Stavanger	44,34	44,31	0,03	44,34	44,31	0,04
Tregde	41,62	41,66	-0,04	41,62	41,66	-0,04
Helgeroa	40,94	40,99	-0,05	40,94	40,99	-0,05
Oscarsborg	39,80	39,95	-0,15	39,80	39,95	-0,15
Oslo	39,44	39,87	-0,43	39,44	39,87	-0,43
Viker	38,22	38,32	-0,10	38,22	38,32	-0,10

For å illustrere statistikken er det videre plottet et Taylordiagram for hver vanstandsmåler (der det lot seg gjøre). Taylordiagrammene (Figur 6.2 - 6.6) illustrere forskjellene mellom trackerene når det gjelder observasjonsmønsteret: korrelasjon, signalstandardavvik, og cRMSD. Diagrammene gir hver tracker sitt forhold til referansefeltet, som her er vannstandsmåleren (TG). Nære punkt er ikke nødvendigvis like hverandre, men er like godt mønstret i forhold til vannstandsmåleren. Trackerene er plottet som S (standard) i rosa, B (bagp3) i blå, I (icenew) i lilla, M (mle3p) i grønn og R (red3) i oransje.

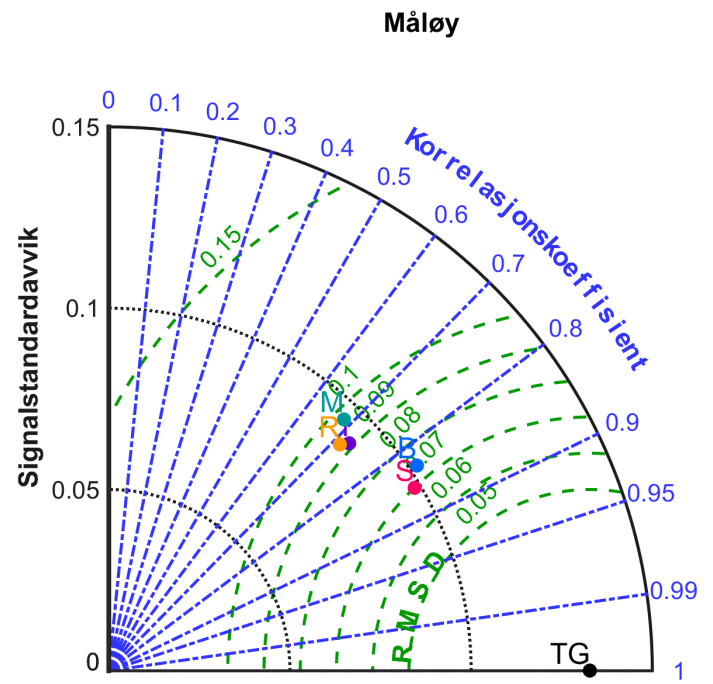
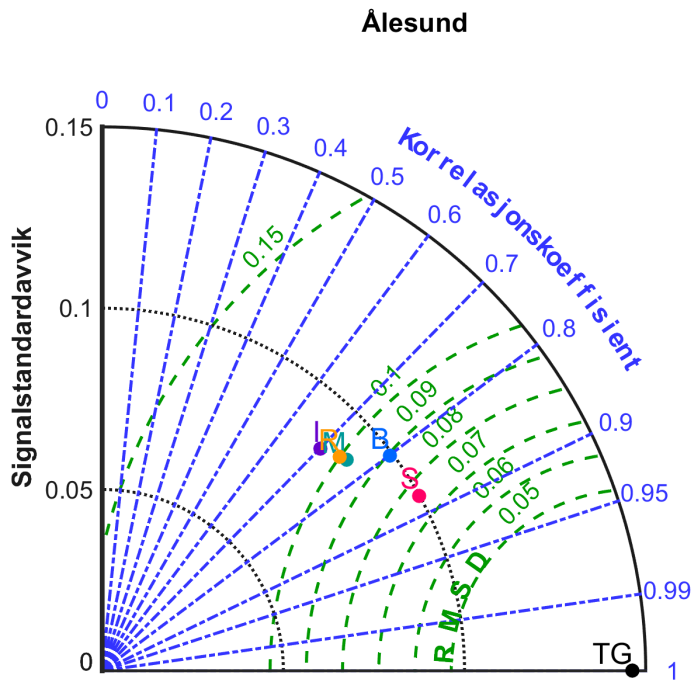
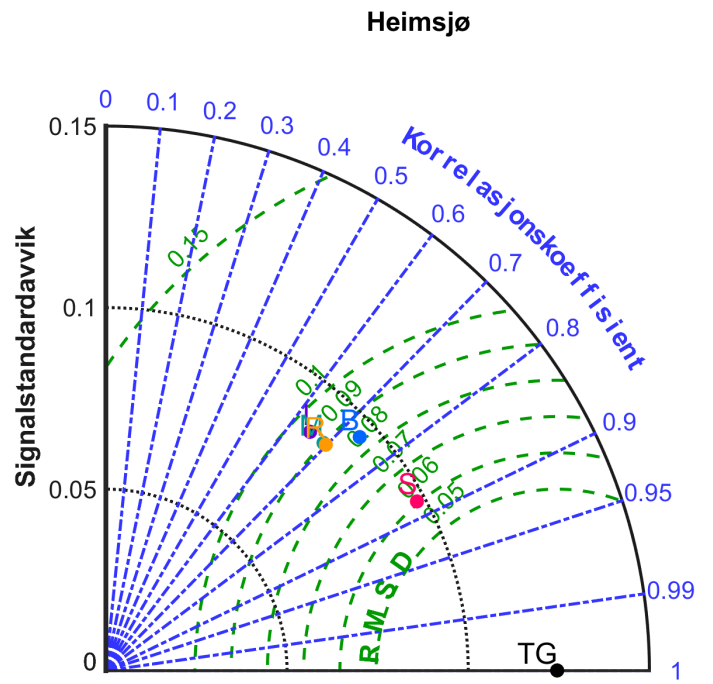
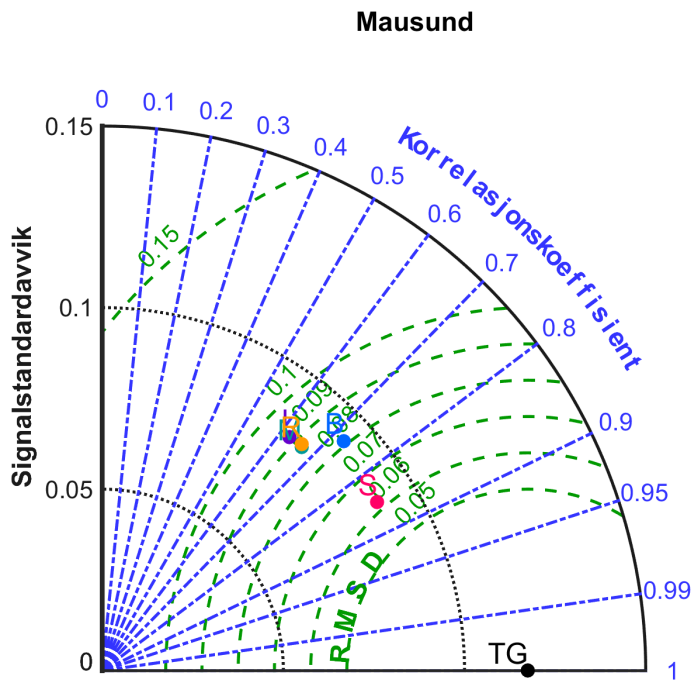
Figur 6.2: Taylordiagram



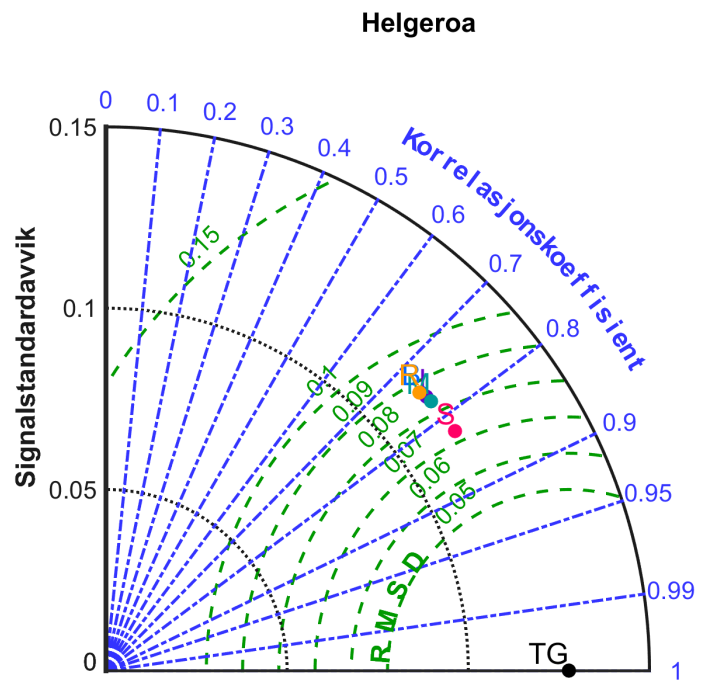
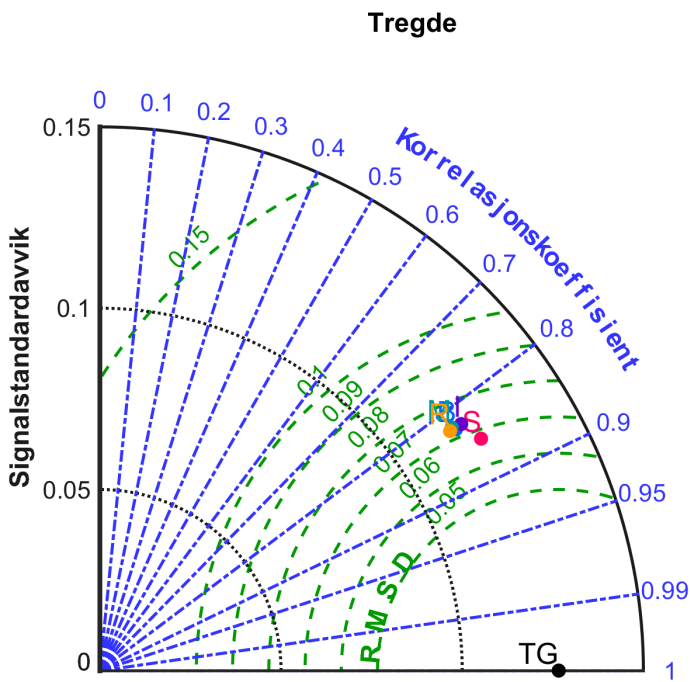
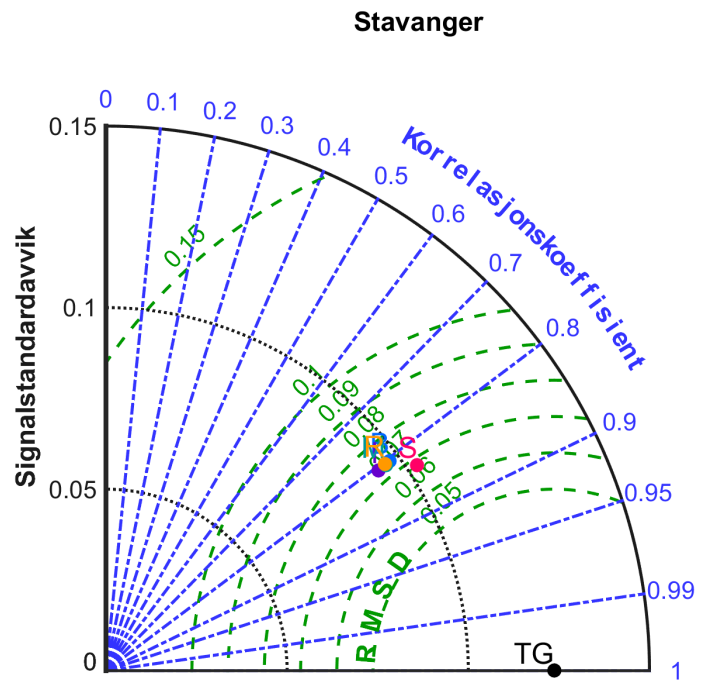
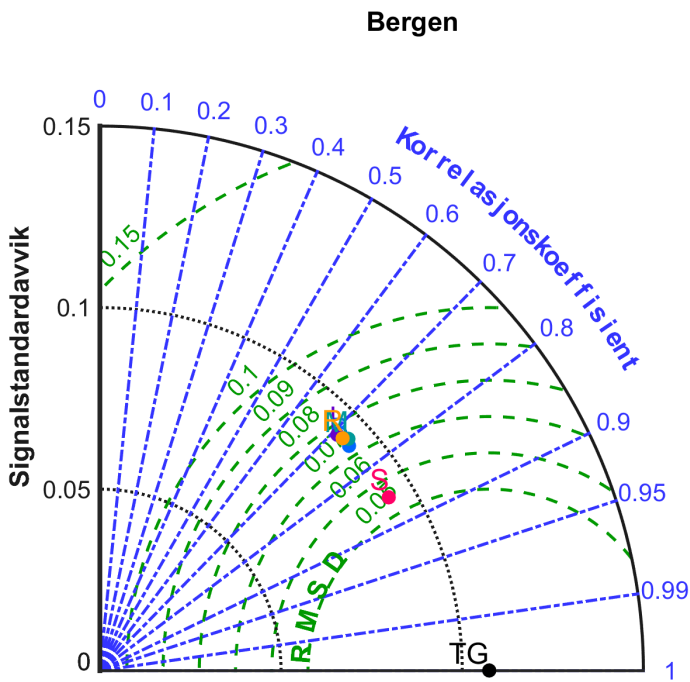
Figur 6.3: Taylordiagram



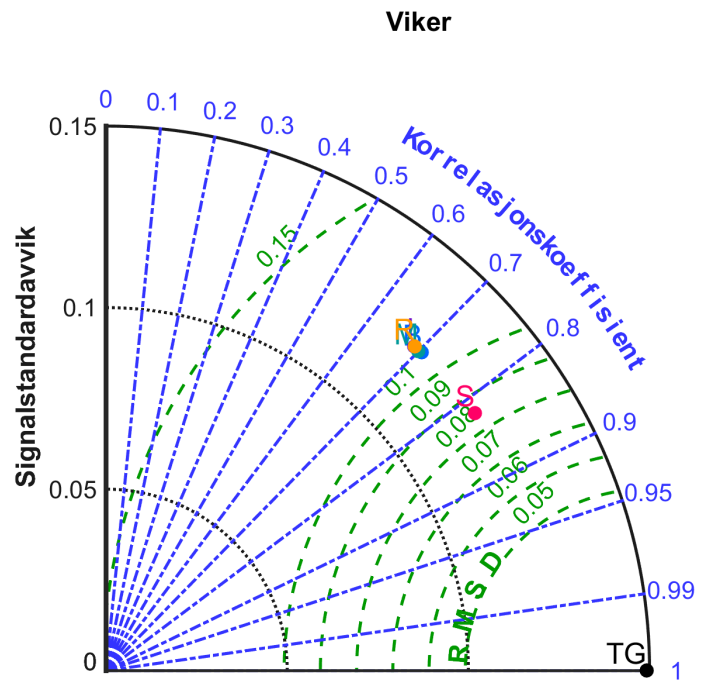
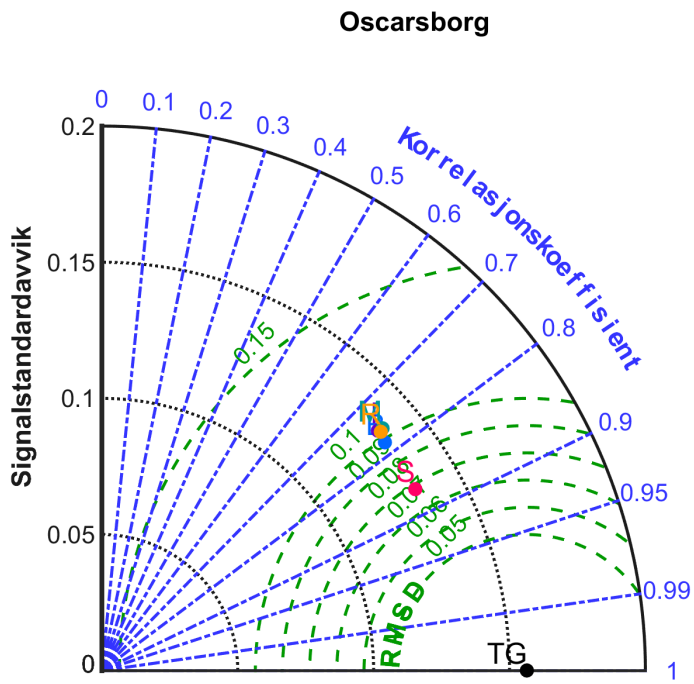
Figur 6.4: Taylordiagram



Figur 6.5: Taylordiagram



Figur 6.6: Taylordiagram



SSH-verdier beregnet for vannstandsmåler og altimetri, finnes i Tabell 9.2 i Vedlegg. I Tabell 6.12 under, er avvikene ført opp for hver vannstandsmåler og alle trackere.

Tabell 6.12: Avvik i SSH [m] av PEACHI og vannstandsmåler. Der hvor SSH er beregnet med ellipsoidisk høyde gitt av innmål TGBM er stedsnavnet merket med *. Avvikene er uthevet for minste avvik i hver vannstandsmåler

	Standard	Bagp3	IceNew	Mle3p	Red3
Vardø	-0,9642	-0,7098	-1,0187	-1,0137	-1,0072
Honningsvåg	-0,1624	-0,1457	-0,2564	-0,2461	-0,2466
Hammerfest	0,3811	0,3781	0,3164	0,3274	0,3275
Tromsø	0,7137	0,5659	0,6370	0,6758	0,6485
Andenes	0,5714	0,0602	0,4455	0,4478	0,4500
Harstad	2,4461	2,2239	2,3451	2,3214	2,3169
Narvik	2,2203	2,1292	2,1931	2,1653	2,1157
Kabelvåg	1,7854	1,2491	1,6143	1,6483	1,5326
Bodø	3,5515	3,3789	3,4540	3,4468	3,3747
Rørvik	0,4549	0,3585	0,3740	0,3732	0,3683
Mausund	-0,3199	-0,1633	-0,4351	-0,4284	-0,4317
Trondheim	1,1899	1,0776	1,0461	1,0667	1,0812
Heimsjø	-0,0393	-0,1442	-0,1530	-0,1827	-0,1538
Kristiansund	-0,4280	-0,3984	-0,5136	-0,5387	-0,5349
Ålesund	0,1612	0,0895	0,0529	0,0520	0,0485
Måløy	-0,0903	-0,3629	-0,2039	-0,2058	-0,2064
Bergen	-0,4626	-0,4116	-0,5604	-0,5621	-0,5700
Stavanger	-0,5221	-0,5277	-0,6178	-0,6315	-0,6305
Tregde	-0,6880	-0,7603	-0,7879	-0,7826	-0,7879
Helgeroa	-1,6633	-1,6192	-1,7448	-1,7277	-1,7249
Helgeroa*	-1,6368	-1,5926	-1,7183	-1,7011	-1,6983
Oscarsborg	-0,4481	-0,5870	-0,5405	-0,5267	-0,5455
Oscarsborg*	-0,4086	-0,5474	-0,5009	-0,4872	-0,5059
Oslo	-0,3451	-0,5202	-0,4369	-0,4364	-0,4652
Oslo*	-0,3479	-0,5230	-0,4397	-0,4392	-0,4680
Viker	0,6042	0,6417	0,5460	0,5558	0,5352
Viker*	0,6445	0,6820	0,5863	0,5961	0,5755

Vi finner gjerne de minste avvikene fra standardtracker og Bagp3 som tidligere tabeller og plot indikerte.

Kapittel 7

Diskusjon

Ved bruk av HREF for ellipsoidisk høydebestemmelse i vannstandsmåleren, følger det gjerne et avvik fra tilten av geoiden i forhold til ellipsoiden mellom TGBM og TGZ. I 5/23 vannstandsmålere var denne tilten på cm-nivå, slik at avvik på samme størrelse forplanter seg til SSH-verdiene beregnet fra vannstandsmålerobservasjoner. Konstantavvikene i SSH-verdier fra vannstandsmåler og standard tracker ligger mellom -37,8 cm og +15,3 cm, med et standardavvik på 11 cm. For Trondheim, som hadde den alarmerende store forskjellen i geoidehøyde på 9 cm mellom TGBM og vannstandsmåler, finner vi også det sørste konstantavviket i positiv retning, på 15,3 cm. Det ser ut til at HREF er en usikker måte å bestemme vannstandsmålerens ellipsoidiske høyde. Ved å kontrollere geoidehøyde-differansene gitt av HREF, kan metoden brukes der differansene er små.

Feltarbeidet resulterte i høyder lavere enn forventet, slik at det var rimelig å anta en systematisk feil. Mulige feilkilder kan være forskjell i landhevingsratene, feil målt- og beregnet antennehøyde på mottaker, feil i nivellement og prosesseringsfeil (både når det gjelder innmålte høyder og høydene fra Norgeskart som det sammenlignes mot). Prosesseringsgangen er lang, med mange transformasjoner og muligheter for feil. For bedre kontroll kunne det ha blitt gjort flere målinger og prosessert flere vektorer gjerne i annen programvare for å sammenligne resultatene. Det kunne også ha blitt utarbeidet en alternativ prosesseringsgang og sammenlignet resultatene gitt av disse. Da CPOS-målingene uteble forlenget jeg måleperiodene istedenfor å ha to separate måleperioder, noe som førte til at én float-løsning i vektorprosesseringsen reduserte beregningsgrunnlaget veldig. Dermed satt jeg igjen med lite resultater for Oscarsborg og Helgeroa. Dette ville jeg gjort annerledes da gevinsten av forlenget måleperiode er liten i forhold til avvikene som resultatet gir, mens gevinsten av flere resultater kunne vært stor. Det kunne blant annet gjort det lettere å oppdage systematiske feil, noe jeg mistenker at resultatene mine inneholder. Om jeg hadde brukt CPOS-målinger ville disse kanskje avviket mindre, da prosesseringsgangen forkortes og det blir færre mulige feilkilder. Nøyaktigheten hadde ligger på omtrent 2 cm i høyde i selve målingen. Uten andre feilbidrag kunne dermed CPOS gitt et bedre resultat i denne oppgaven.

Avstandene til referansestasjonene kan spille inn på resultatet ved vektorprosessering. Da dette ble undersøkt nærmere oppdaget jeg at feilbidraget som følger med avstanden til vektoren ikke er inkludert. Disse er beregnet i etterkant og lagt ved som Tabell 9.1 i Vedlegg da de ble oppdaget veldig sent i prosessen. Vektorene viser seg å være for lange alle steder med unntak av Oslo. Feilbidraget fra TJMC kan i verste fall ligge på 7,9 cm. Under prosesseringsen der jeg legger til vektorene på referansestasjonskoordinatene for å beregne posisjonen til TGBM, burde jeg også fått med vektoren mellom mine to mottakere som måler rett i nærheten av hverandre. Ulempen med å bruke vektorene mellom egne mottakere var at jeg ikke hadde tilgjengelige ITRF-koordinater i punktene jeg hadde stilt opp over. Slike ITRF-koordinater hadde jeg for de stasjonære referansestasjonene. Dermed måtte prosesseringsgangen enten ha blitt mye lenger, eller blitt endret i større grad. Det skal derfor være mulig å bestemme TGBM sin høyde mer nøyaktig ved bedre vektorprosessering enn jeg har utført i denne oppgaven.

Resultatene for de ulike punktene varierer mye internt der vi har mange målinger, slik at på Oscarsborg og i Helgeroa hvor vi har få målinger er de vanskelig å si noe om den egentlige presisjonen. I Helgeroa har de tre målingene truffet veldig bra, men hvorvidt det er tilfeldig er vanskelig å si. Av Viker og Oslo, stedene med flere målinger, finner vi at de beste resultatene er i Oslo, hvor vi også har kortest avstand til referansestasjonene. I Viker har vi flere målinger som har store avvik og dårlig presisjon, og i Viker er det også relativt lang avstand til referansestasjonene. Med utgangspunkt i dette kan det følge en usikkerhet med avstanden til referansestasjonen, som en av mange mulige feilkilder.

Variasjonene i havnivå korrelerer svært bra mellom vannstandsmåler og PEACHI. De ulike trackerene som har skullet tilpasse seg kystsonen, gir tydelig ingen gevinst fremfor standard-trackeren. Det mangler desverre plot fra Narvik, Rørvik, Trondheim, Kristiansund og Oslo da det dukket opp en ukjent feilmelding i skriptene som ikke ville kjøre. Det hadde vært interessant å sett Taylordiagrammet for Oslo, da denne vannstandsmåleren skilte seg fra de andre når det gjaldt antall observasjoner slik at grenseavstanden ble økt. Innerst i Oslofjorden hadde det kanskje tydeligere kommet frem hva de forskjellige trackerene var ment å forbedre. Om det hadde vært tid ville jeg nærmere ha undersøkt prosesseringsgangen i Taylorfunksjonen, samt datafilene med statistikk. Da kunne jeg eventuelt gjort justeringer slik at funksjonen ville gitt Taylordiagram der det mangler. Det er mulige grovfeil i datasettene som funksjonen reagerer på, feil som også kan ha blitt brukt i resultat-tabellene med statistikk.

Det framkommer tydelig at standardtrackeren er best for alle vannstandsmålerne, spesielt skiller den seg ut som best når det gjelder korrelasjon og cRMSD, mens de andre trackerene gjerne er omtrent like dårlig tilpasset vannstandsmåleren når det gjelder disse parametrene. Det er vanskelig å skille de andre trackerene fra hverandre i alle plottene fra Viker, langs kysten, helt til og med Bergen. Herfra og nordover er det større spredning blant trackerene.

Signalstandardavvikene er gjerne noe større i trackerne enn vannstandsmålerne i de fire nordligste vannstandsmålerne (Vardø, Honningsvåg, Hammerfest og Tromsø), noe som vil si at de fanger opp større variasjoner i havnivå enn det vannstandsmåleren gjør. Sør for Bodø inntreffer dette aldri, her dempes heller variasjonene i havnivå i forhold til vannstandsmåleren. Bagp3 skiller seg mest ut av de spesialtilpassede trackerne. Denne trackeren har ofte (sammen med standard tracker) størst signalstandardavvik og samsvarer generelt nest best med vannstandsmåleren, bak standard tracker. I de få tilfellene Bagp3 ikke er den beste av de spesialtilpassede trackerne, er det gjerne fordi alle trackerne oppfatter hele signalet, mens Bagp3 oppfatter mer, altså har for stort signalstandardavvik i forhold til vannstandsmåleren. Her kan både variasjonene ha blitt dempet i vannstandsmåleren, eller Bagp3 kan ha overdrivet signalstandardavviket i sin retracking-algoritme.

Når det kommer til cRMSD og korrelasjon er gjerne Bagp3 nest best også her, bak standard-trackeren. Ellers er det vanskelig å skille Icenew, Mle3p og Red3 fra hverandre når det gjelder forholdet til vannstandsmåleren. Trackeren Icenew synes best i diagrammet for Ålesund, hvor den er dårligst når det gjelder alle parametrene. Mle3p synes best i Måløy hvor den har dårligst cRMSD og korrelasjon.

Trackerene var mer spredt i Taylordiagrammene nord for Bergen enn sør for, som betyr at de i større grad hadde ulikt mønster sammenlignet med vannstandsmåleren i nord. Utover dette var det ingen tracker som viste seg å være bedre avhengig av breddegrad, som var interessant å undersøke i og med at breddegrad er en viktig parameter når det kommer til vannstand og oseanografi generelt. Vi finner vannstandsmålerne med over 80% korrelasjon til altimetri-utvalget innimellom hele veien fra Tregde i sør til Vardø i nord, slik at det ikke ser ut til at breddegrad spiller inn på kvaliteten til PEACHI.

Det er brukt vannstandsobservasjoner som referansegrunnlag for å validere PEACHI, slik at det alltid er muligheter for at referansegrunnlaget avviker fra virkeligheten. En korrelasjon på 80% var derfor bedre enn forventet da vannstandsobservasjonene er gjort lokalt og kan inneholder lokale feilbidrag, mens altimetriobservasjonene i havet kan ha andre forhold. Altimetriobservasjonene inneholder konstantavvik sammenlignet med SLA-verdier av vannstandsobservasjoner ved bruk av MSS-modellen DTU15. Standardtrackeren hadde også her minst avvik.

Kapittel 8

Konklusjon

De to metodene som skulle prøves ut for ellipsoidisk høydebestemmelse av TGBM hadde begge en usikkerhet på flere centimeter i denne oppgaven. Høydene beregnet av de statiske GNSS-målingene avviker fra de forventede høydene med nesten -7 cm på det verste. Avvikene kan se ut til å være store grunnet for lange avstander til referansestasjonene. For innmåling av TGBM ved en senere anledning, bør det være mulig å oppnå bedre nøyaktighet ved å prosessere vektorer over kortere avstander, evt prosessere vektorer til egen referansestasjon i et kjentpunkt i nærheten av vannstandsmåleren. Differensiell fasemåling kan potensielt gi en nøyaktighet på rundt 1 cm, som i TGBM ville gitt svært godt utgangspunkt for gode ellipsoidiske havnivå-verdier. De korteste vektorene (< 13 km) i denne oppgaven resulterte i avvik fra forventet verdi på 1,7 cm - 3,1 cm. Feilbudsjettet som ble satt opp for de beregnede ellipsoidiske høydene ble urealistisk lavt, med et resultat-standardavvik på 11 mm på de, i følge feilbudsjettet, mest usikre punktene. Det burde i tillegg blitt lagt til feilbidrag for avstandene ved differensiell måling, som ville økt usikkerheten til en mer reell verdi.

Den andre metoden bestod av å bestemme ellipsoidisk høyde ved bruk av HREF. Slik oppgaven går frem beregnes ellipsoidiske høyder i TGBM for alle vannstandsmålerne langs Norskekysten, og det legges deretter til eksisterende nivellert høydeforskjell mellom TGBM og TGZ, for å bestemme TGZ sin ellipsoidiske høyde. Metoden vil gi et feilbidrag av lik størrelse som geoidehøydeforskjellen mellom punktene gitt av HREF. Avvikene ble beregnet for samtlige vannstandsmålere, og 5/23 vannstandsmålere hadde en forskjell på over en centimeter. Standardavviket ligger på 0,86 cm. Det er vanskelig å vite hvor mye HREF varierer i et område, resultatet i Trondheim ga det største avviket på 9 cm. Disse avvikene er feilbidrag som kommer i tillegg til usikkerheten i selve HREF modellen. Det vil dermed være stor usikkerhet knyttet til bruk av HREF for å bestemme TGZ.

Datasettet PEACHI viste svært god korrelasjon med vannstandsobservasjonene langs Norskekysten, ofte over 80%. De spesialtilpassede trackerne viste seg å ikke gi noen gevinst fremfor standardtrackeren, som ga best resultater både når det gjaldt korrelasjon, konstantavvik, cRMSD og signalstandardavvik. Av de fire spesialtilpassede trackerne kom Bagp3 best ut da den skilte seg fra de andre tre trackerene ved å ha likere signalstandardavvik som vannstandsmåleren, og generelt ha bedre korrelasjon og mindre cRMSD-verdi enn de andre.

Ved sammenligning av SLA-verdier beregnet med HREF og innmålt med GNSS, ga de GSS-innmålte ellipsoidiske høydene bedre samsvar med SLA-verdiene i PEACHI. Sammenlikningsgrunnlaget er ikke stort da det kun er utført målinger ved fire vannstandsmålere, men det kan gi en pekepinn på hvilken metode som kan egne seg for fremtidig ellipsoidisk høydebestemmelse i vannstandsmåler. Selv med store feilbidrag så ellipsoidisk høyde bestemt av GNSS ut til å gi bedre resultater i denne oppgaven.

Kapittel 9

Vedlegg

9.1 Feilbidrag ved vektorprosessering

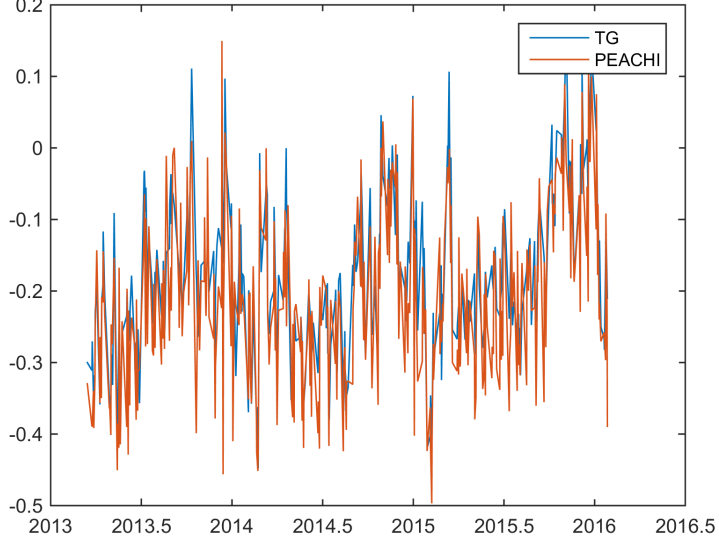
Tabell 9.1: Tabellen viser avstander mellom referansestasjoner og mottakere i stigende rekkefølge. Kolonnen til høyre viser den maksimale feilen som kan skyldes avstanden (se beregning: Kap. 2.3.2 om differensiell måling).

Fra	Til	avstand [km]	σ_{vektor} [cm]
OPEC	OSLO	0,81	1,2
SVIC	OSLO	12,33	3,5
OSLS	OSCA	14,79	4,0
FREC	VIKE	19,48	4,9
PRGC	HELG	19,81	5,0
SVIC	OSCA	23,90	5,8
TJMC	VIKE	33,11	7,6
TJMC	HELG	34,47	7,9

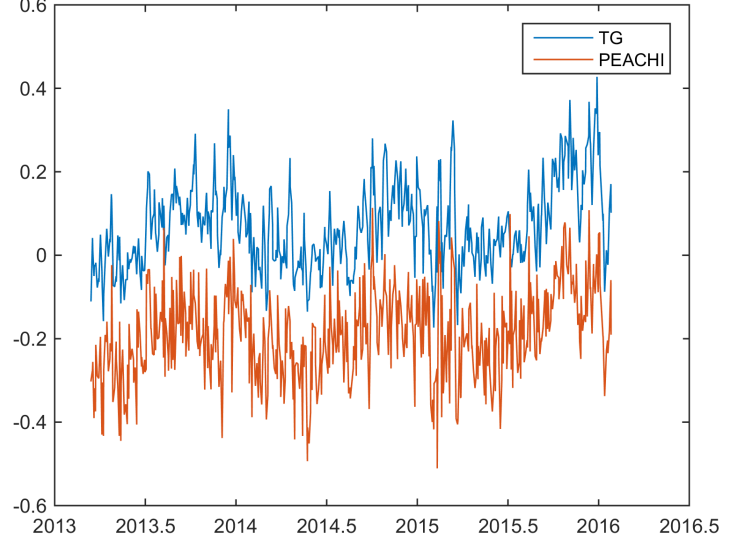
9.2 SLA-plot for resterende trackere

I de resterende plottene er middelverdiene ikke trukket ifra, slik at plottene også inneholder konstantavvikene.

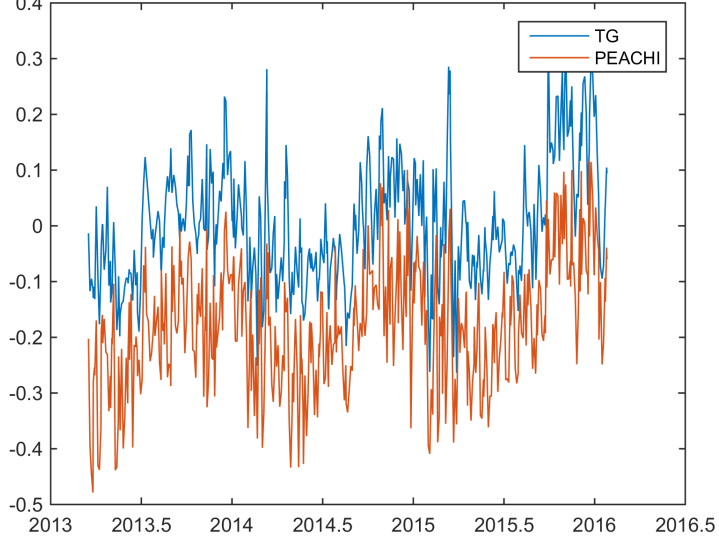
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Vardø



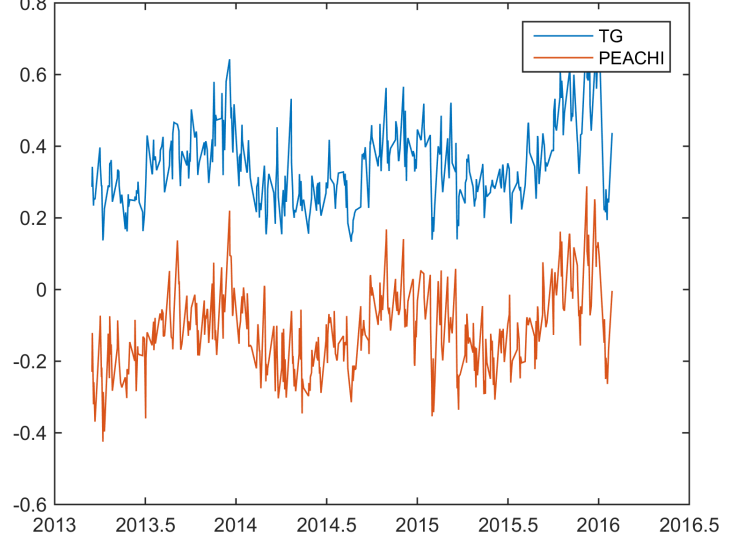
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Honningsvåg



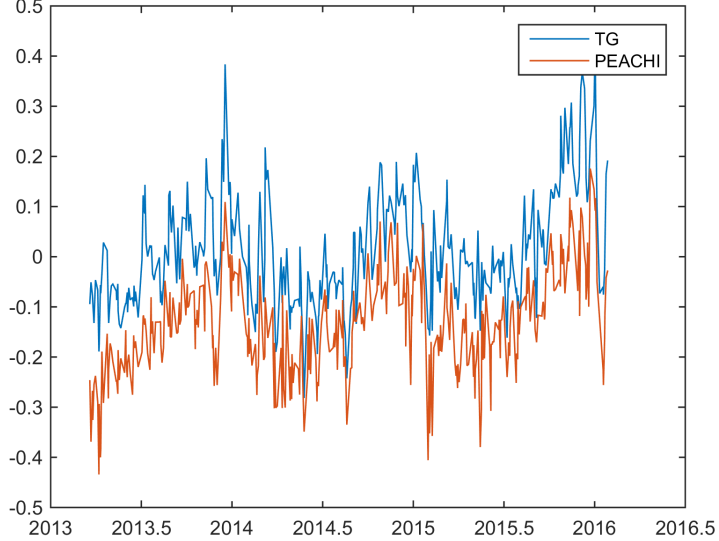
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Hammerfest



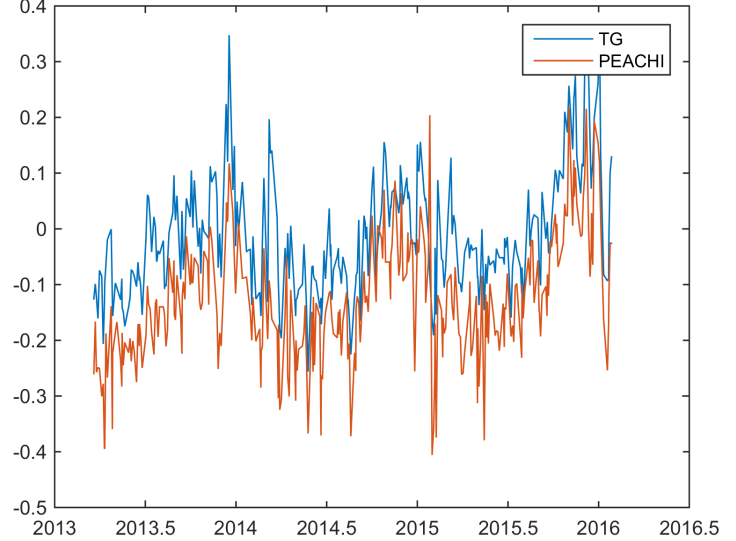
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Tromsø



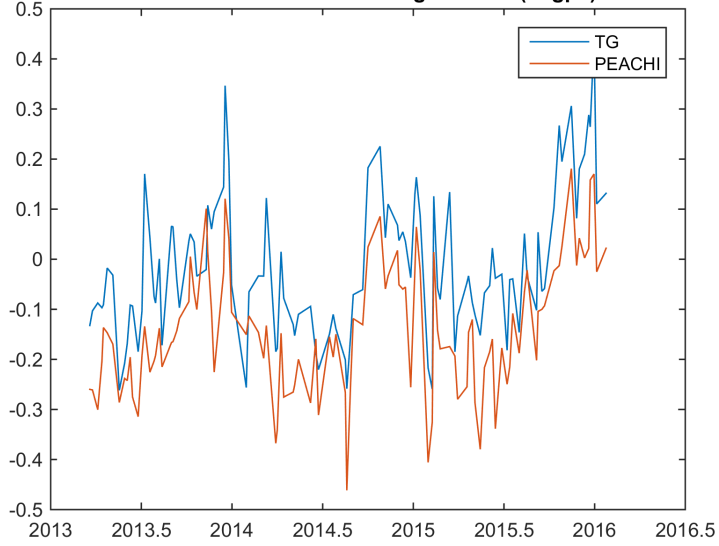
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Andenes



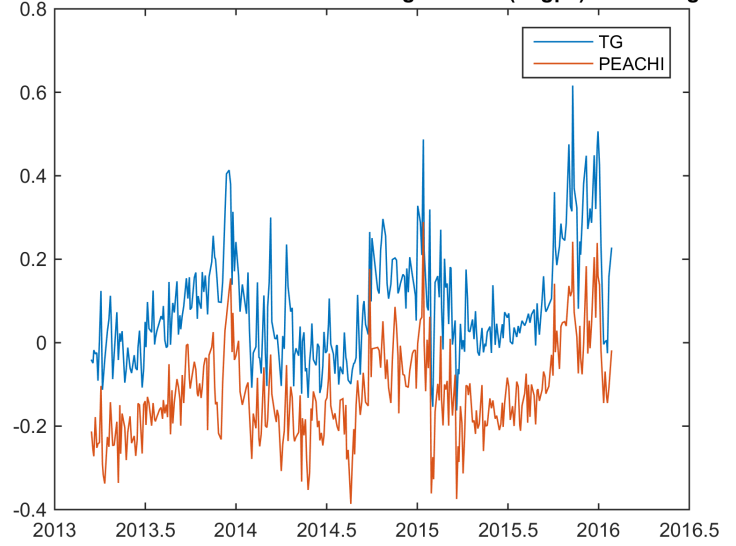
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Harstad



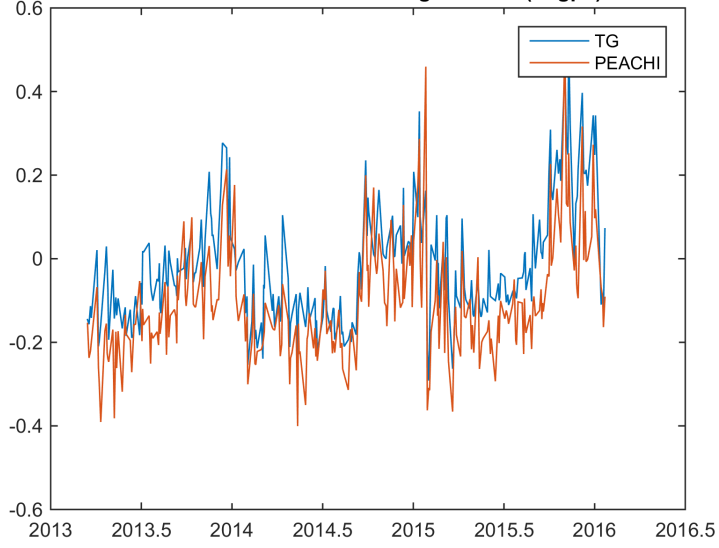
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Narvik



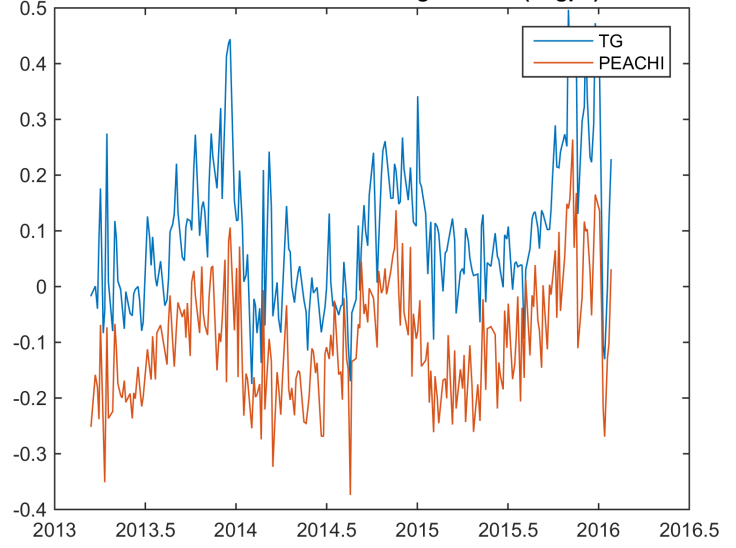
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Kabelvåg



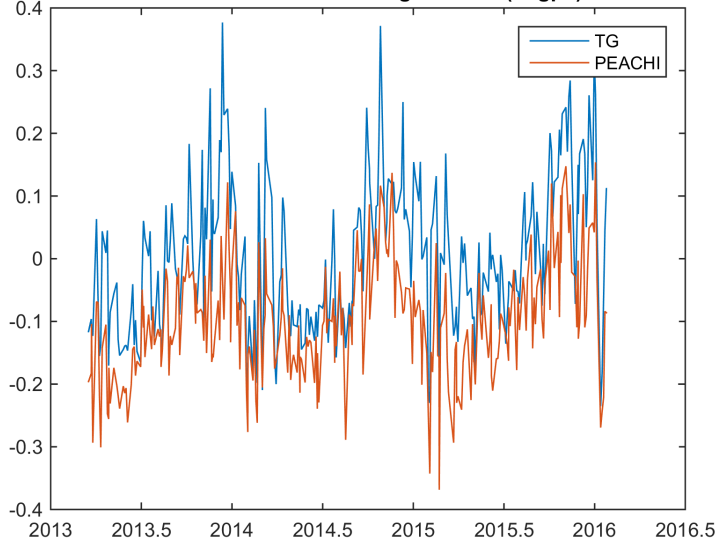
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Bodø



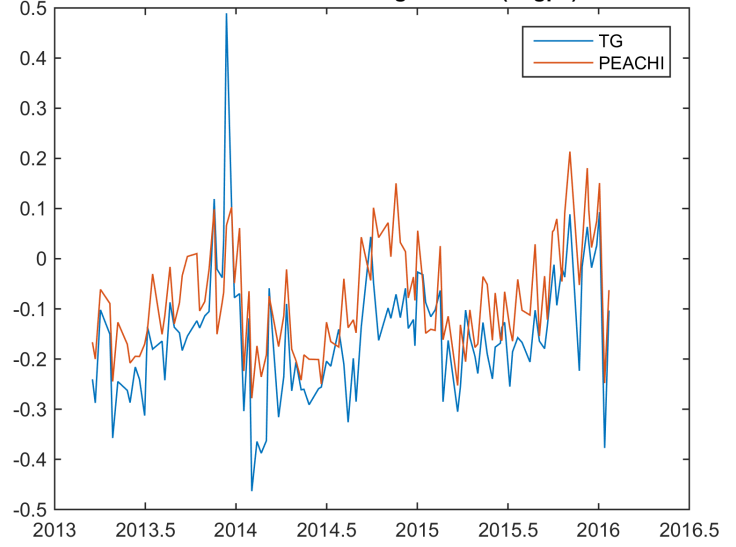
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Rørvik



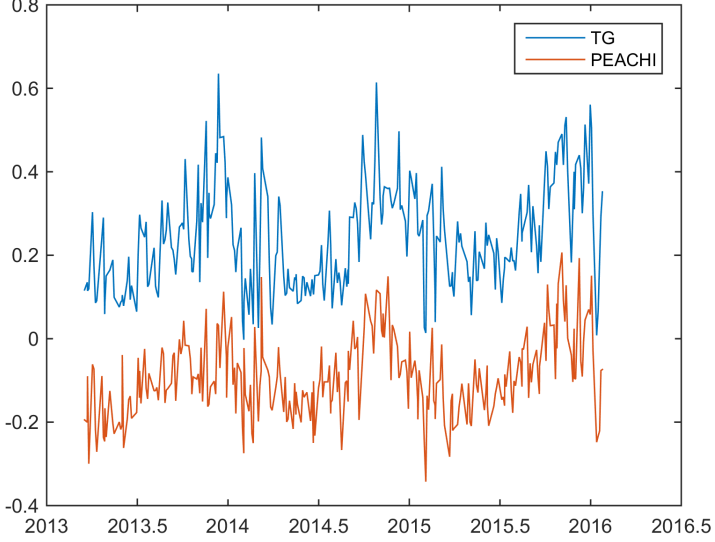
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Mausund



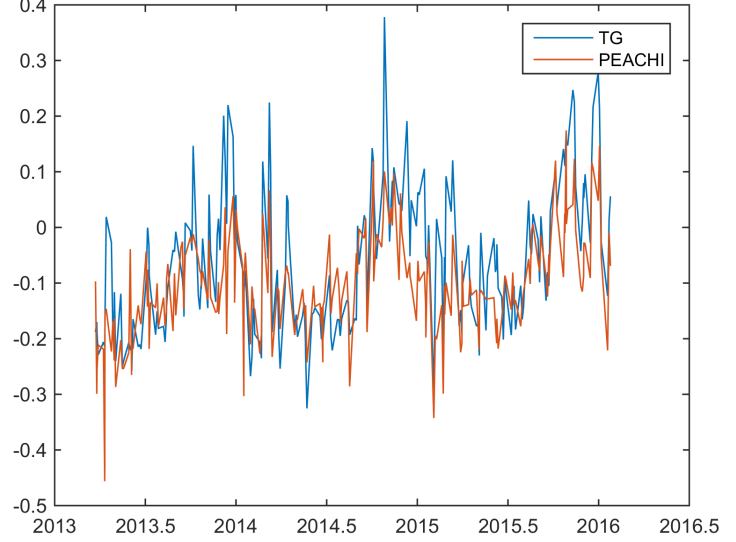
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Trondheim



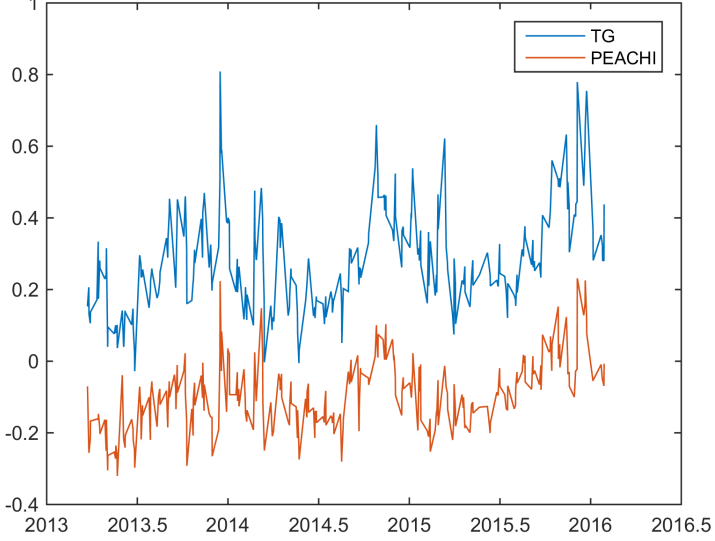
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Heimsjø



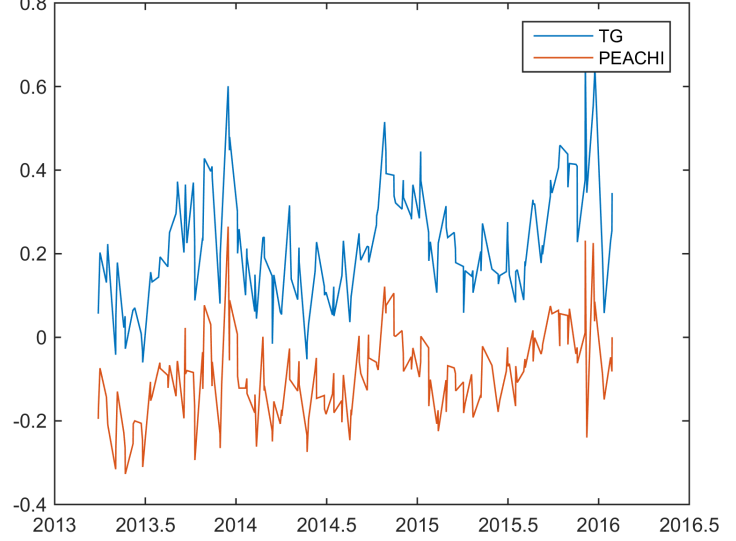
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Kristiansund



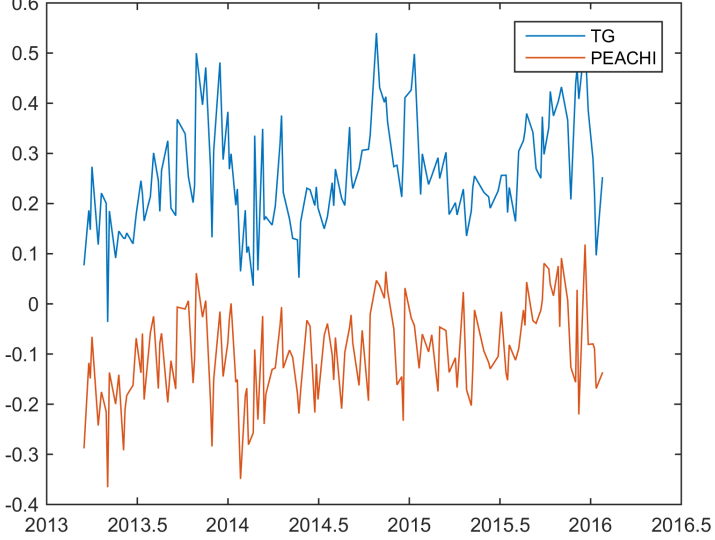
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Ålesund



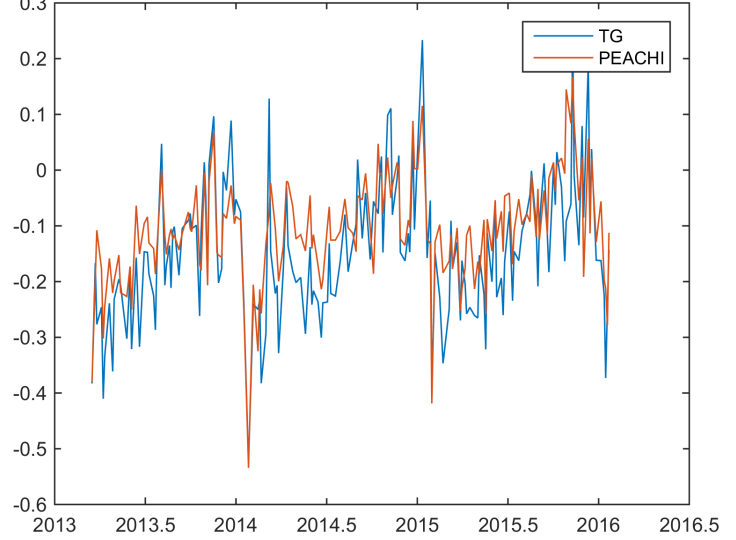
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Måløy



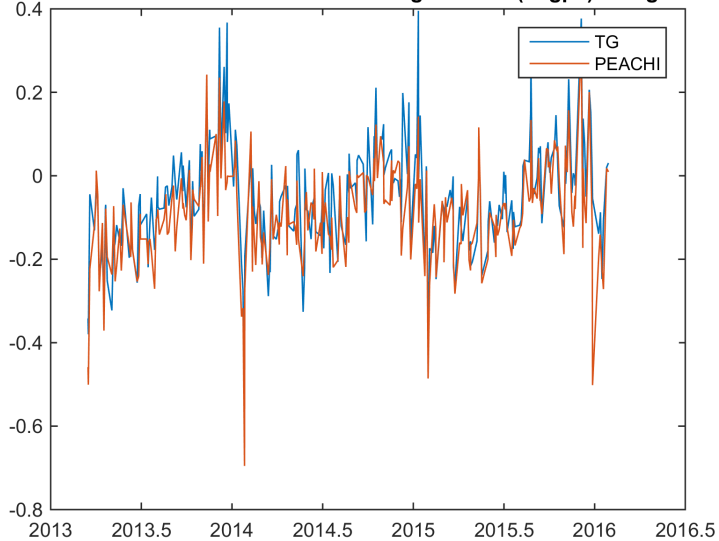
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Bergen



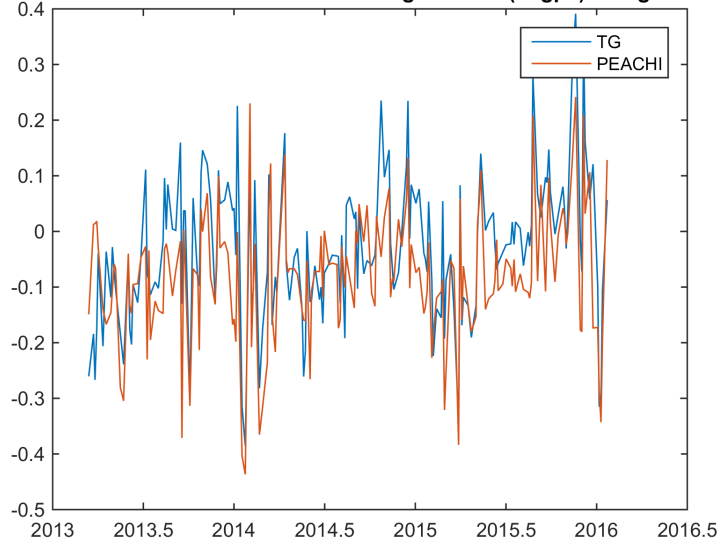
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Stavanger



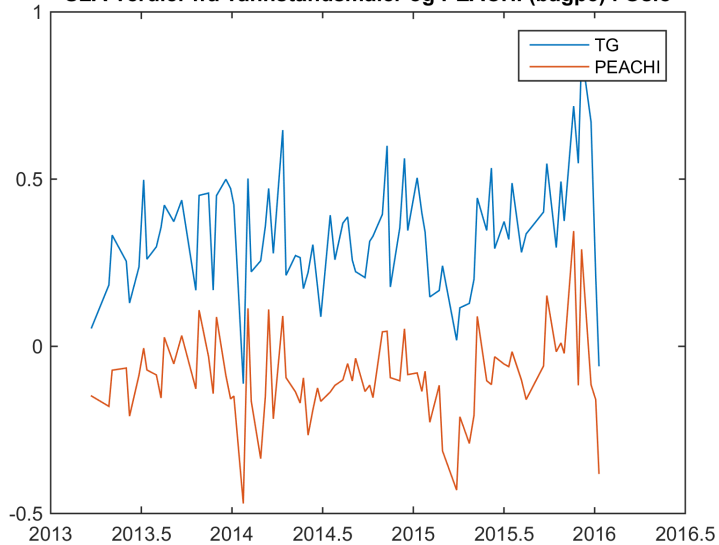
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Tregde



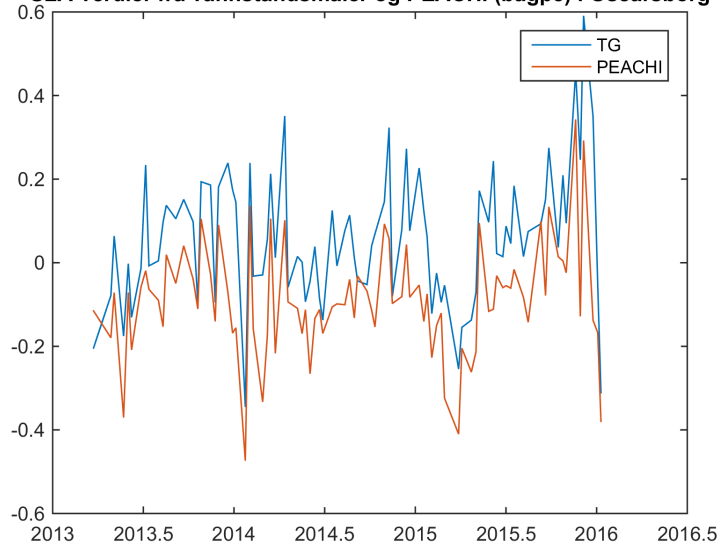
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Helgeroa



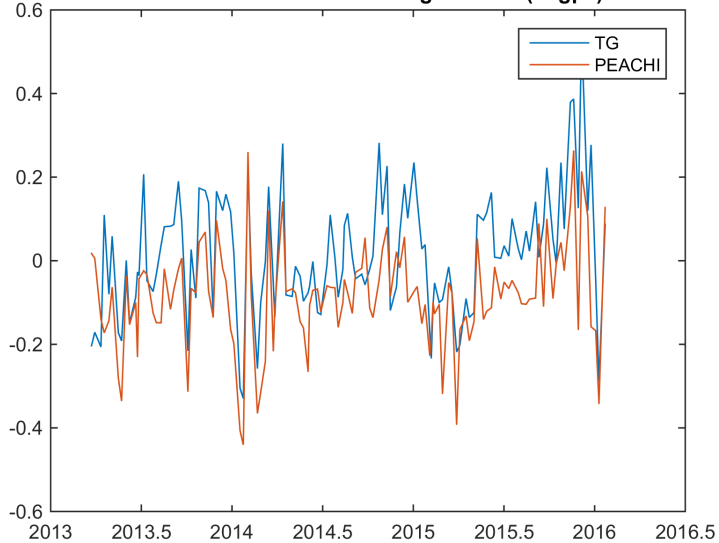
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Oslo



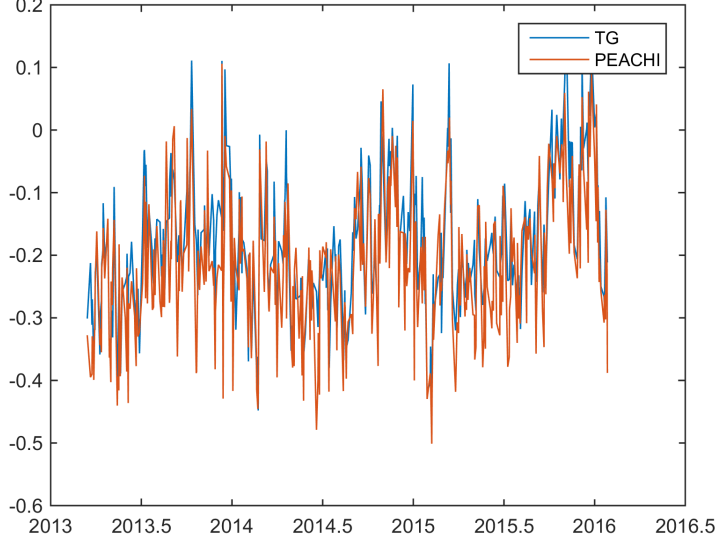
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Oscarsborg



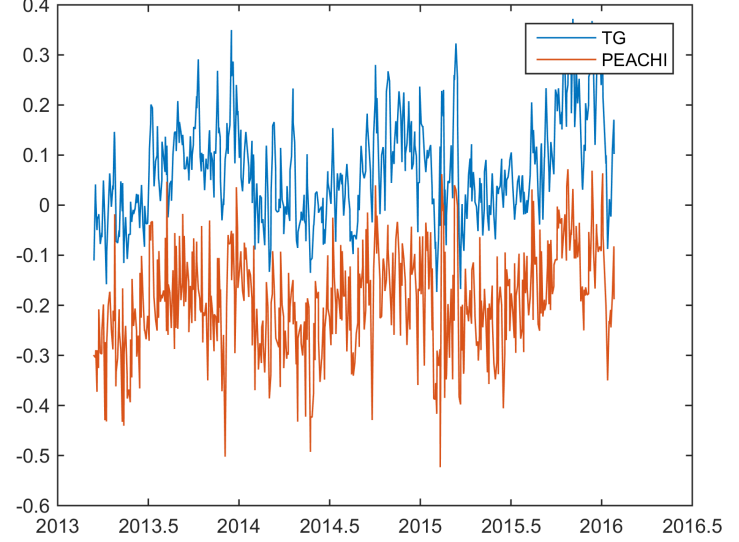
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (bagp3) i Vikør



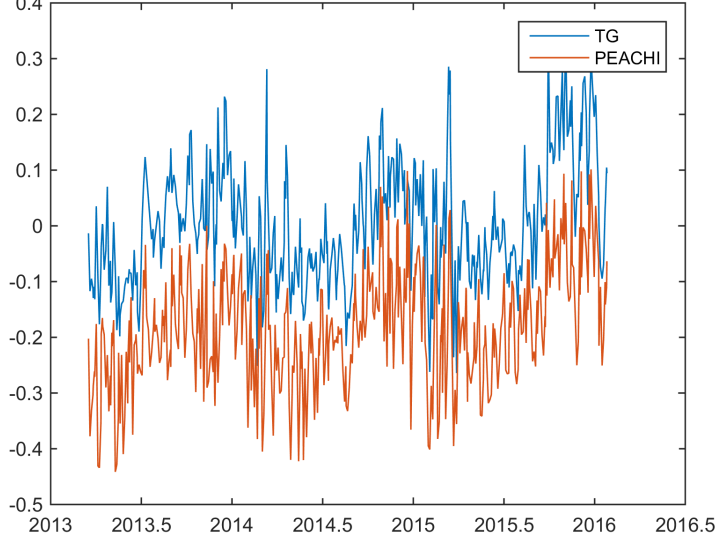
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Vardø



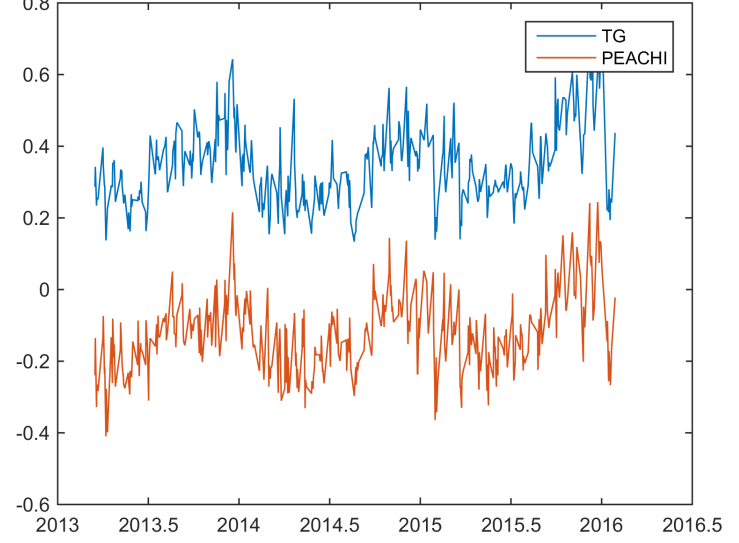
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Honningsvåg



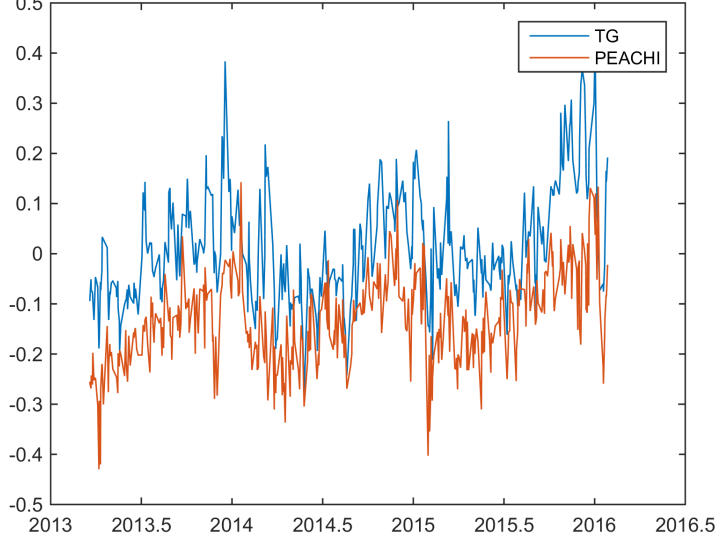
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Hammerfest



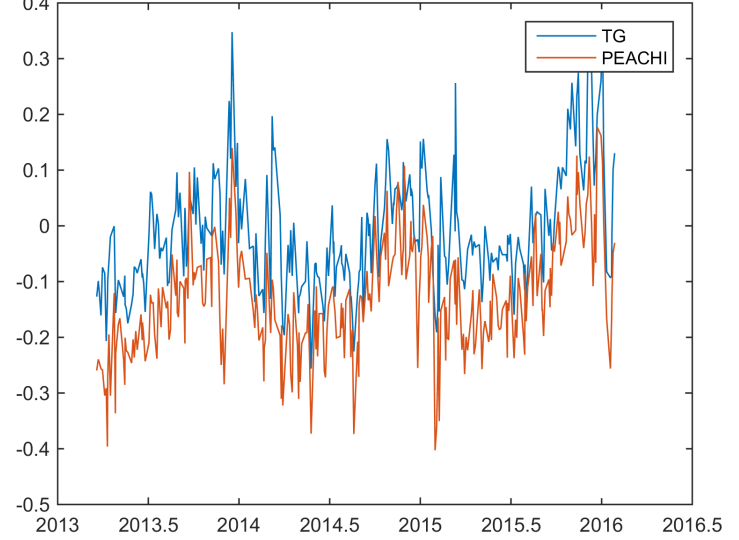
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Tromsø



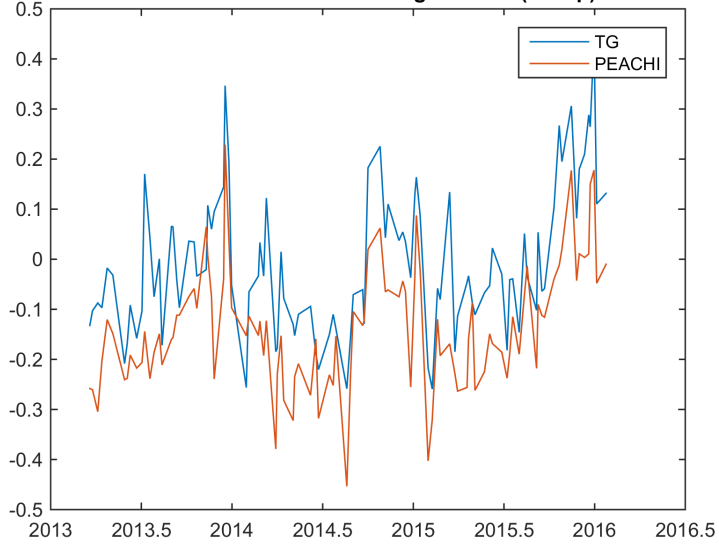
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Andenes



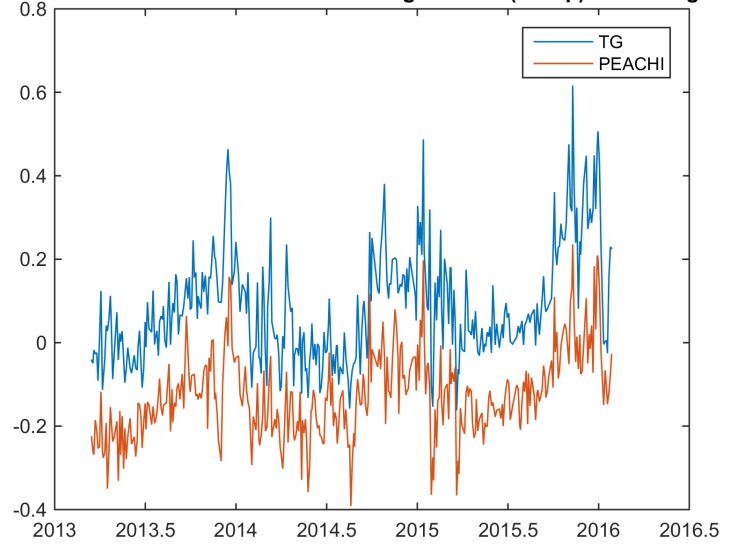
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Harstad



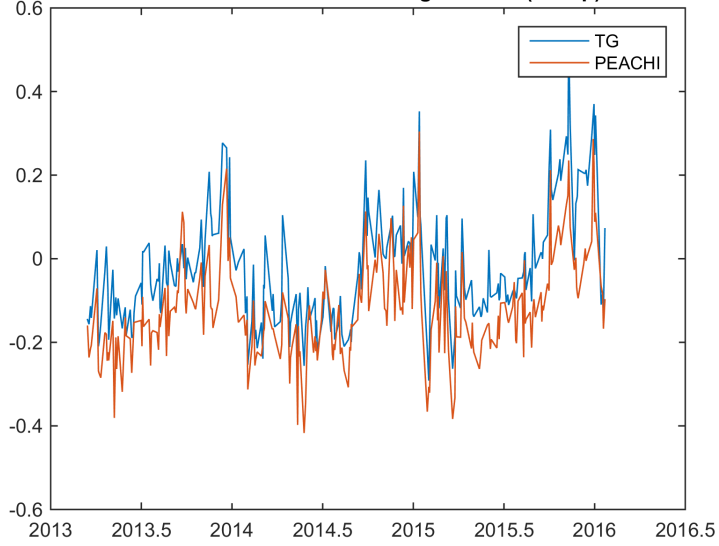
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Narvik



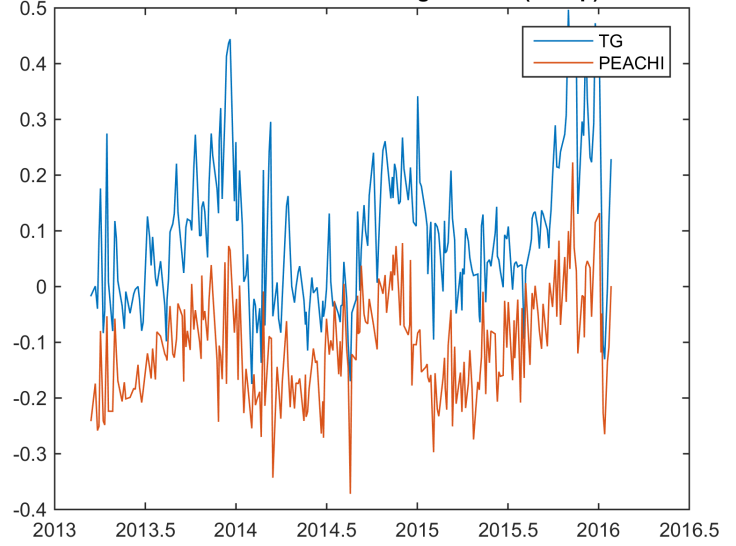
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Kabelvåg



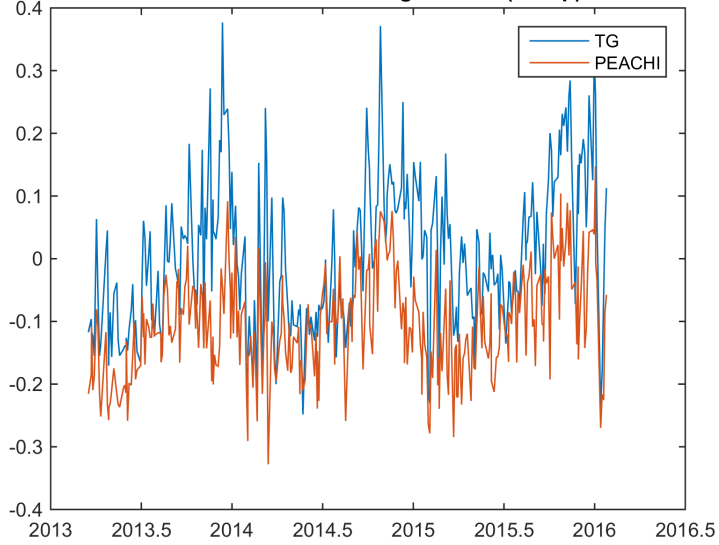
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Bodø



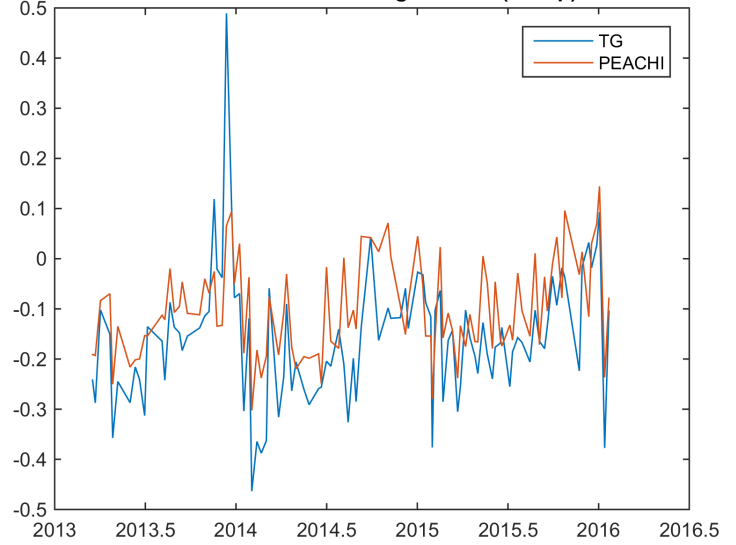
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Rørвик



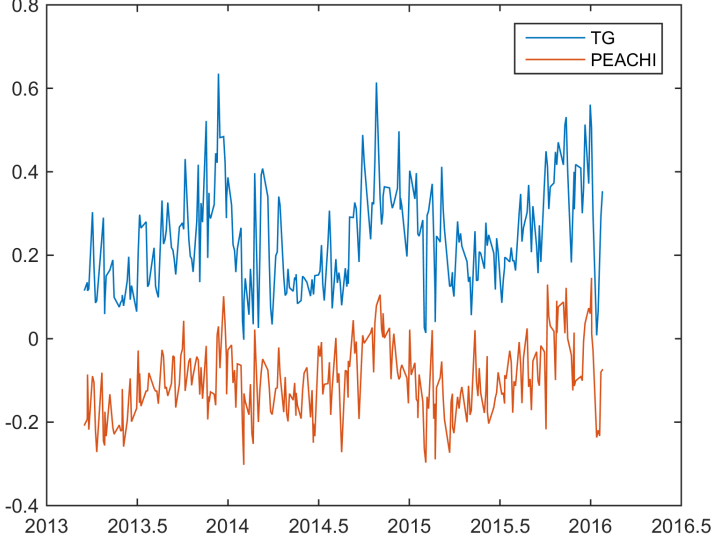
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Mausund



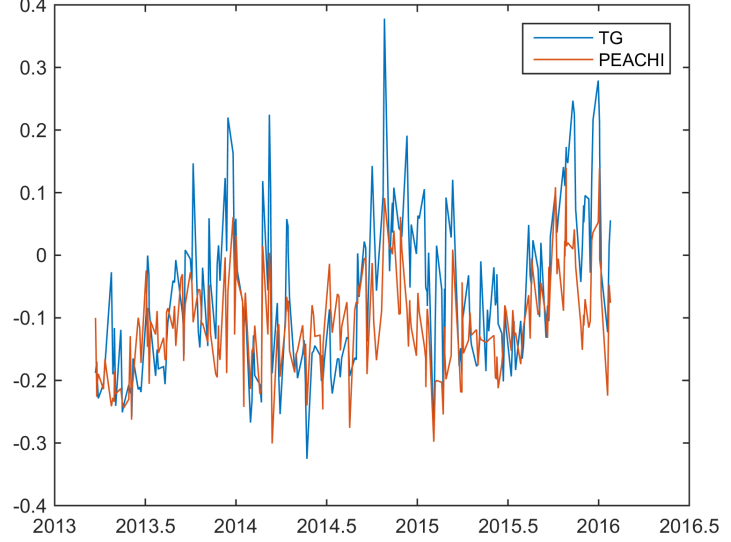
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Trondheim



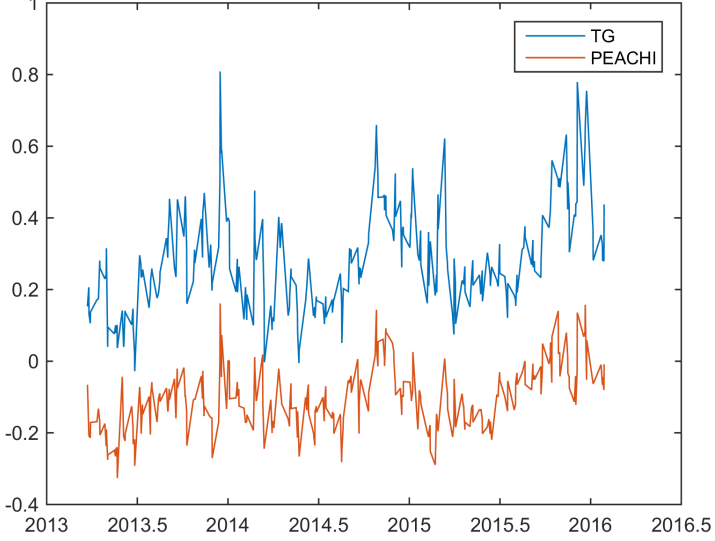
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Heimsjø



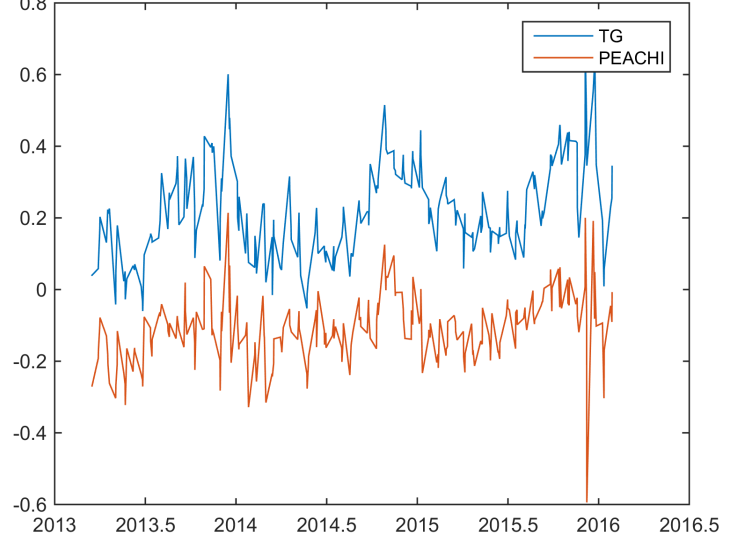
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Kristiansund



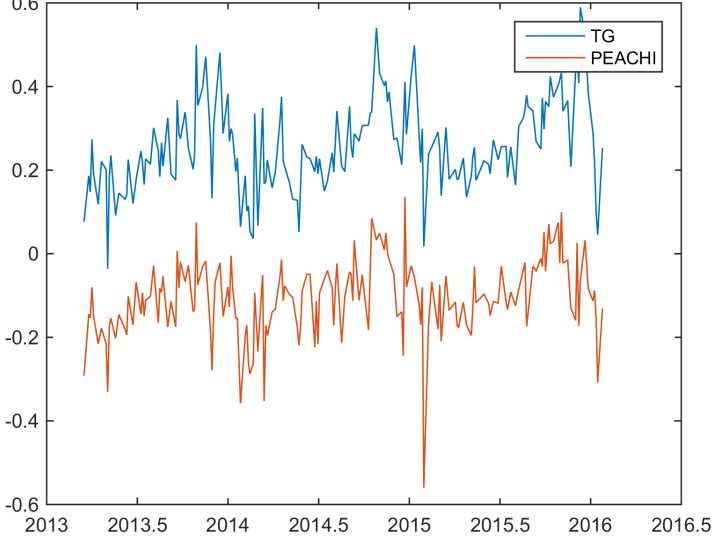
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Ålesund



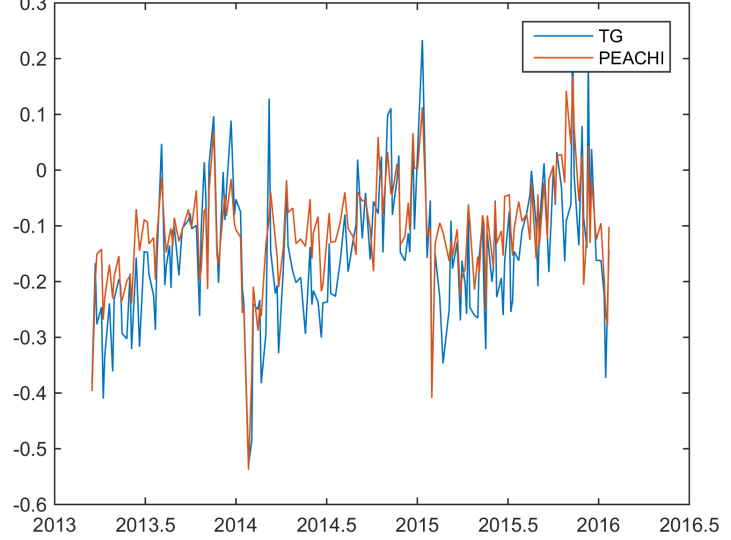
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Måløy



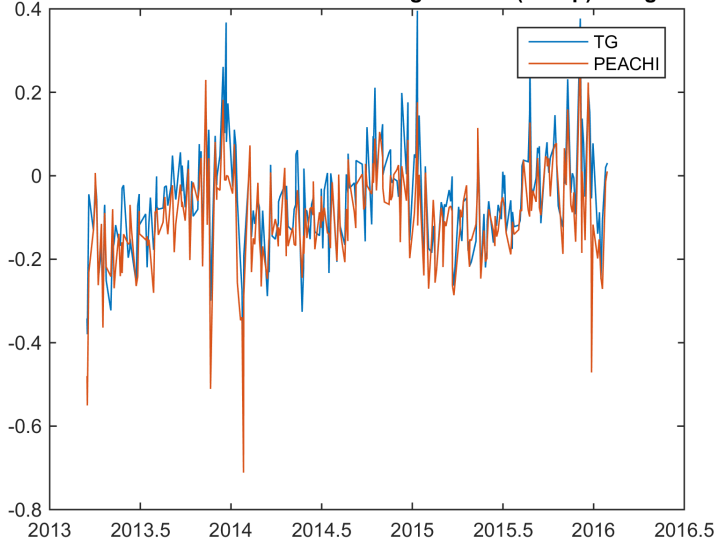
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Bergen



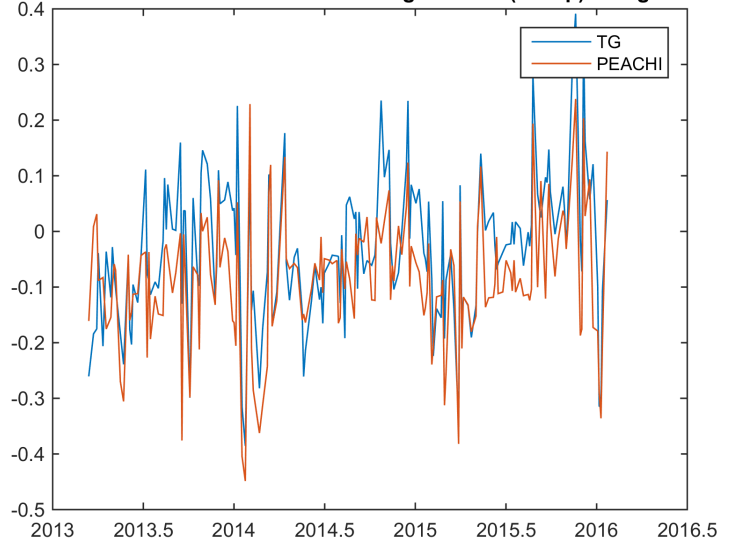
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Stavanger



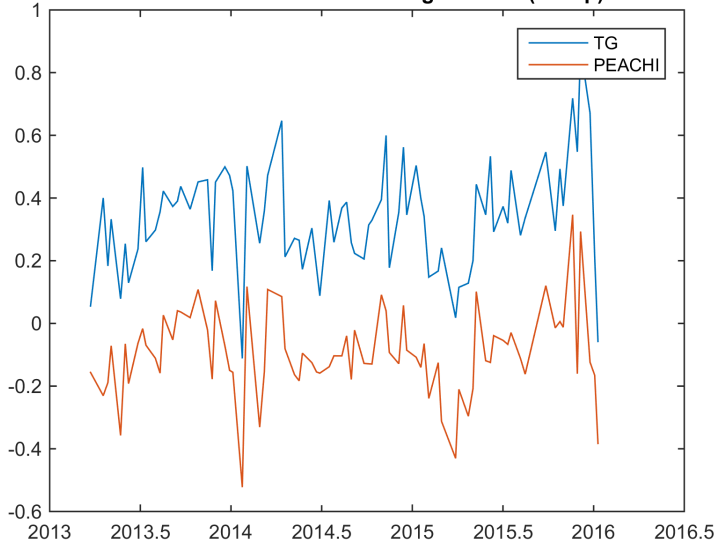
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Tregde



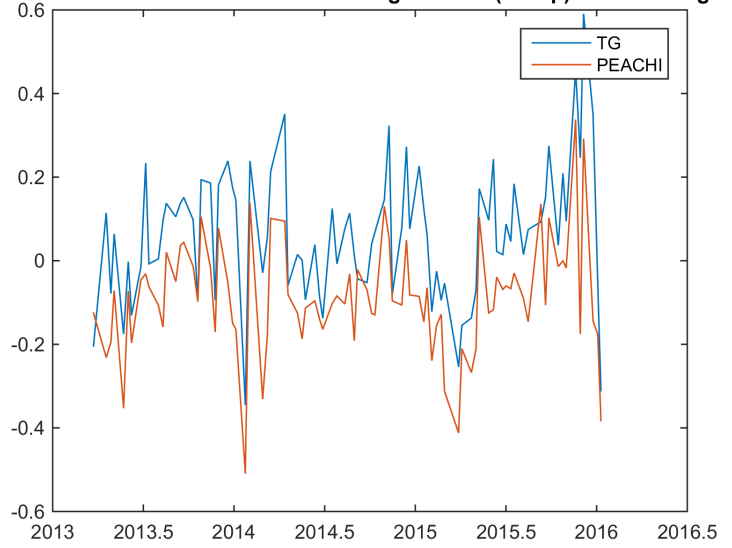
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Helgeroa



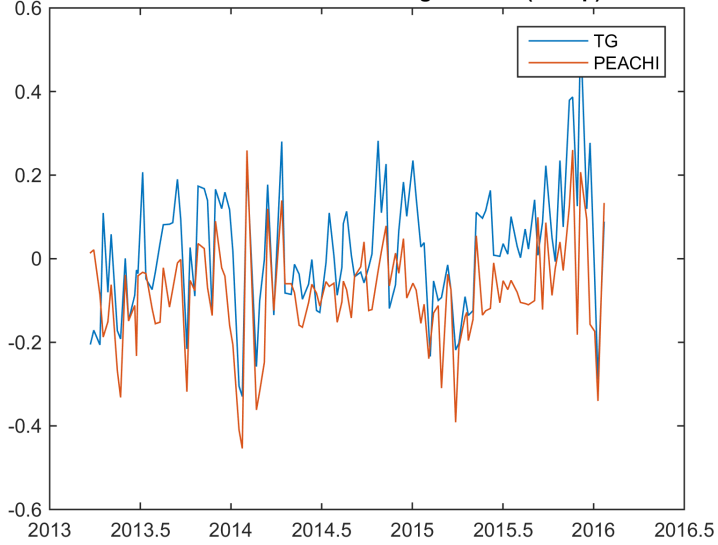
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Oslo



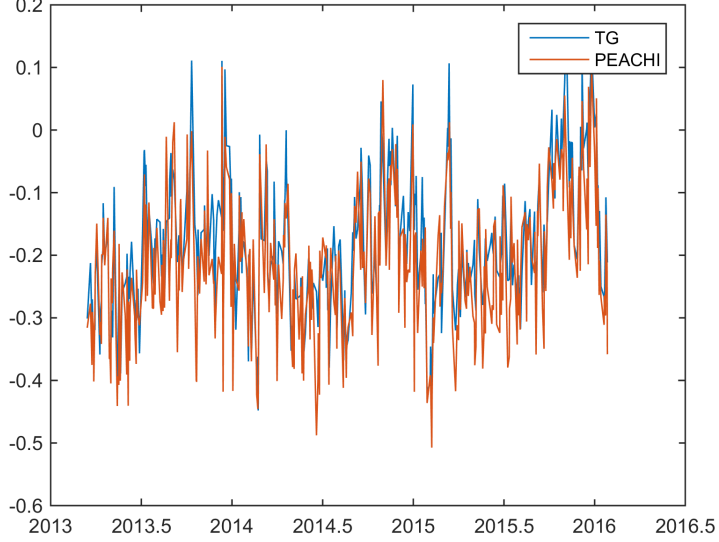
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Oscarsborg



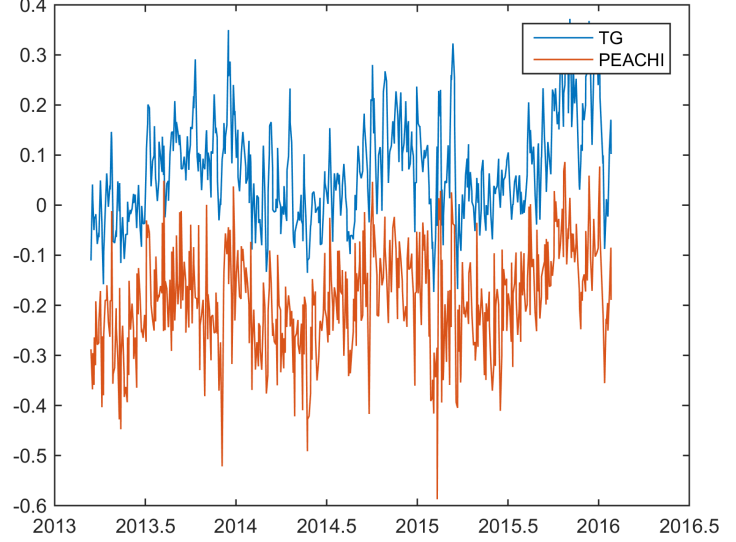
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (mle3p) i Vikør



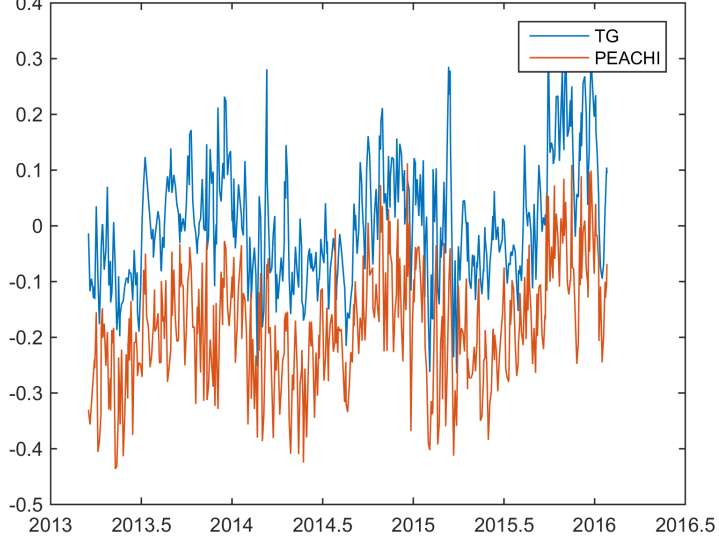
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Vardø



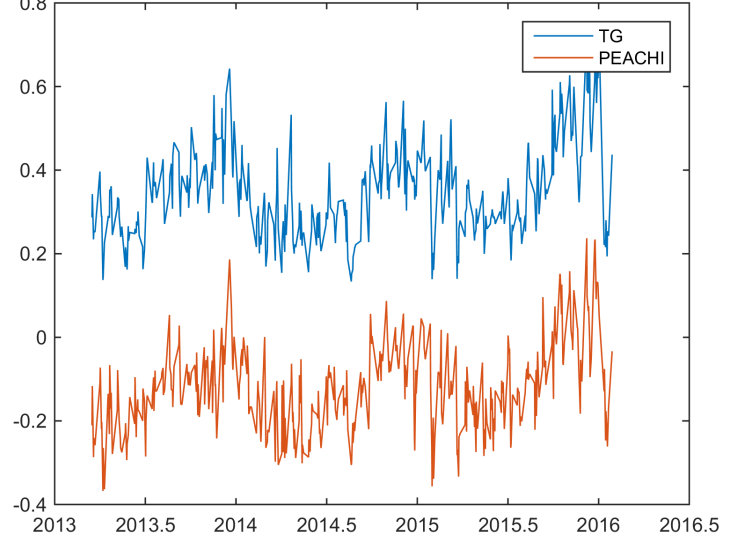
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Honningsvåg



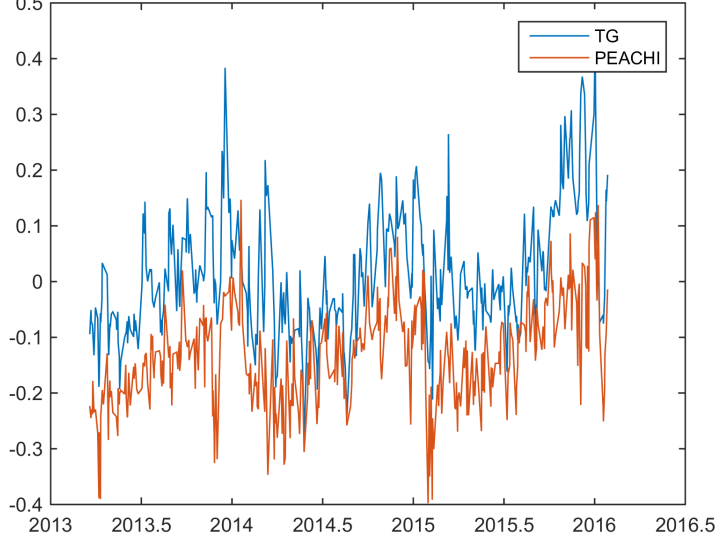
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Hammerfest



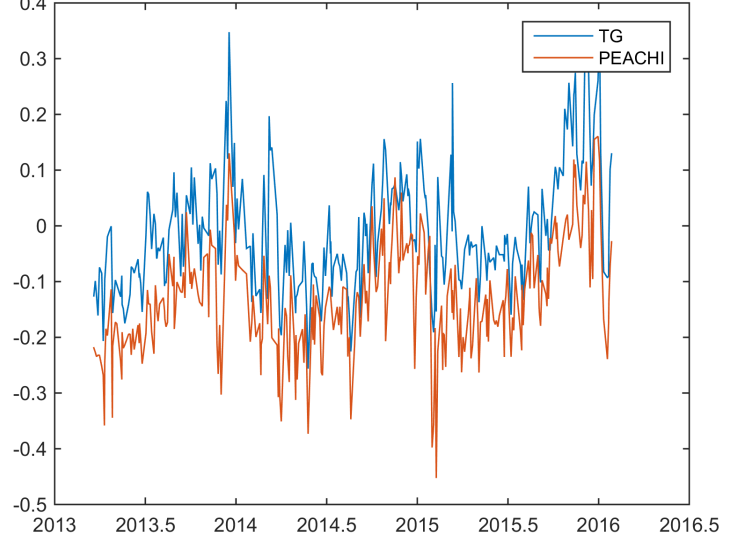
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Tromsø



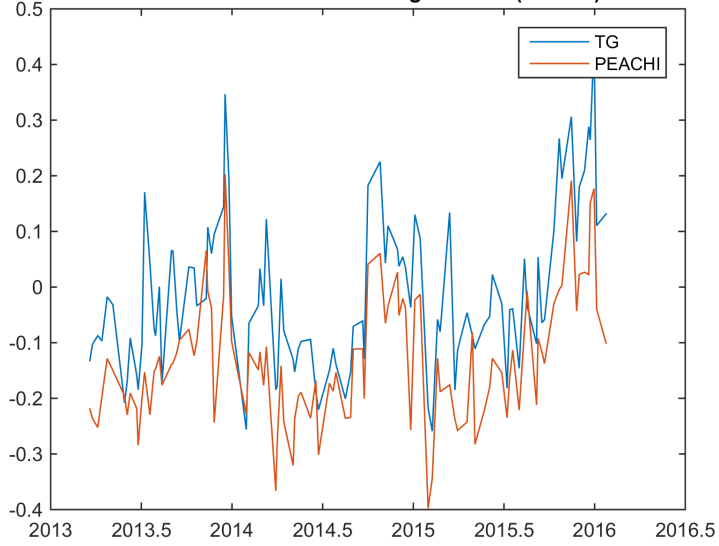
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Andenes



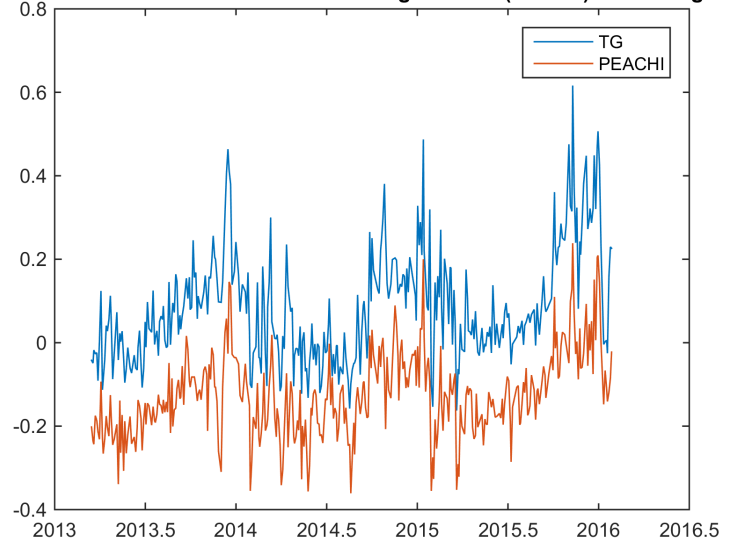
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Harstad



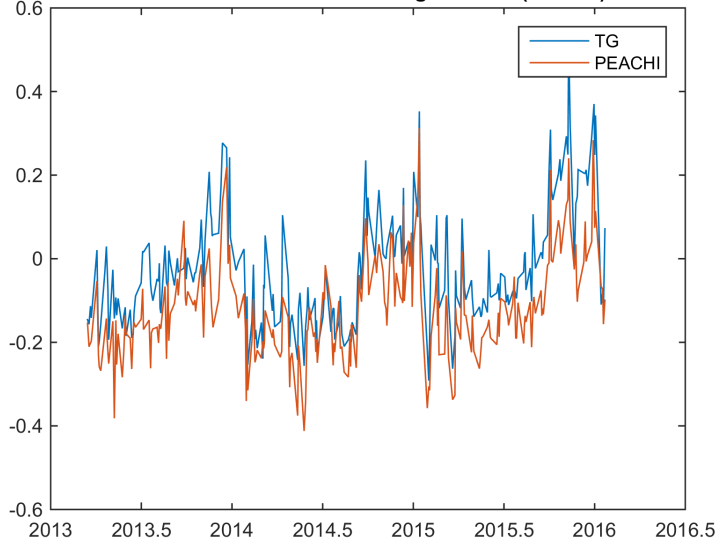
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Narvik



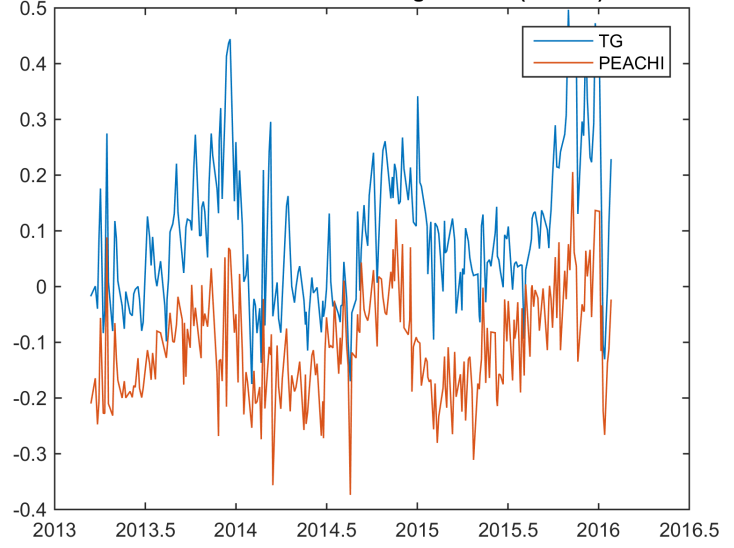
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Kabelvåg



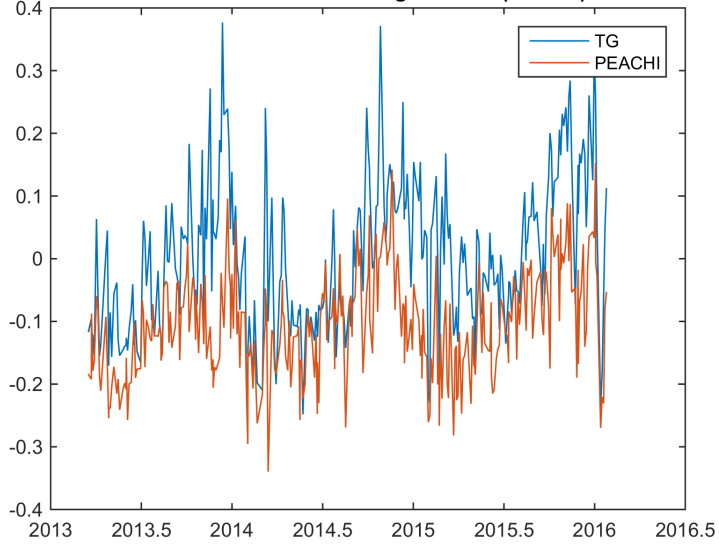
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Bodø



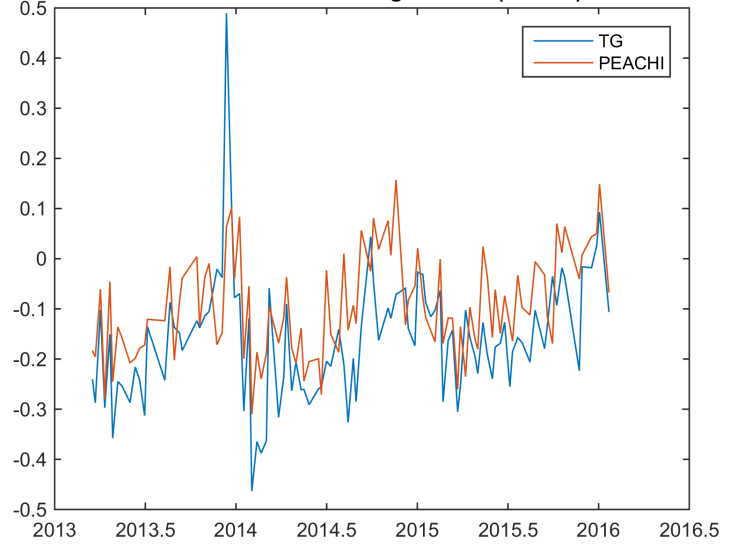
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Rørвик



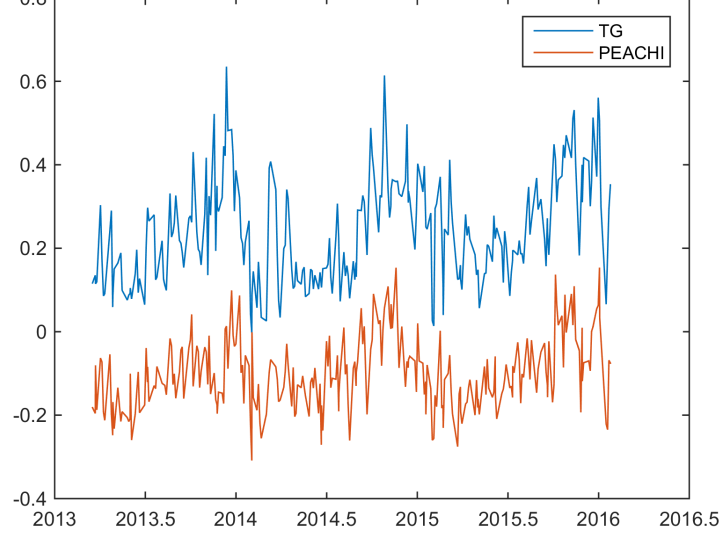
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Mausund



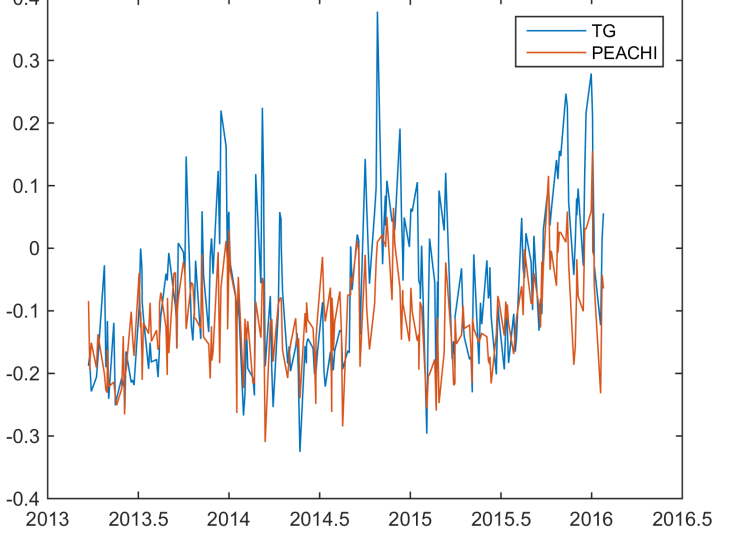
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Trondheim



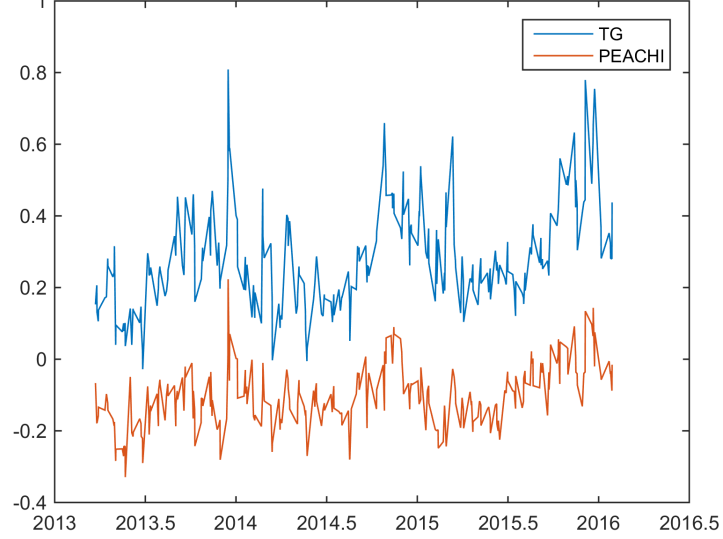
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Heimsjø



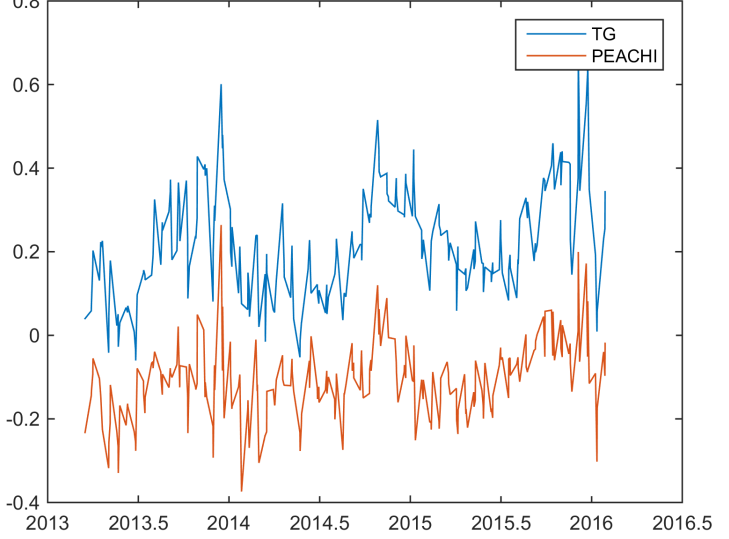
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Kristiansund



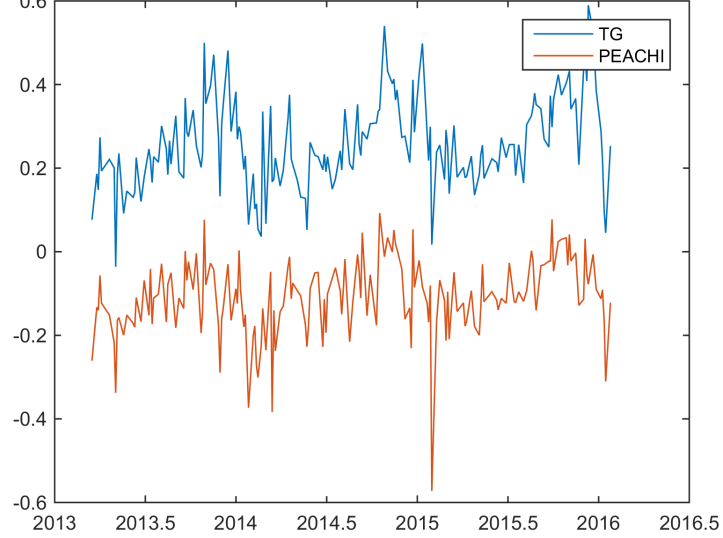
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Ålesund



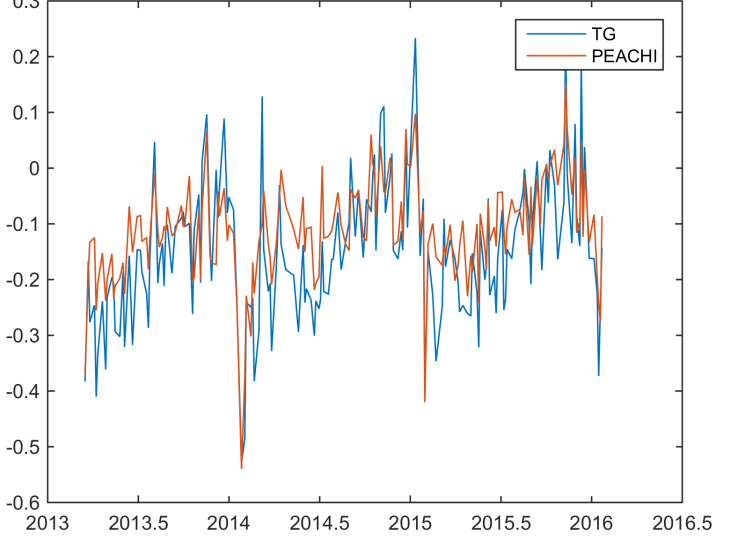
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Måløy



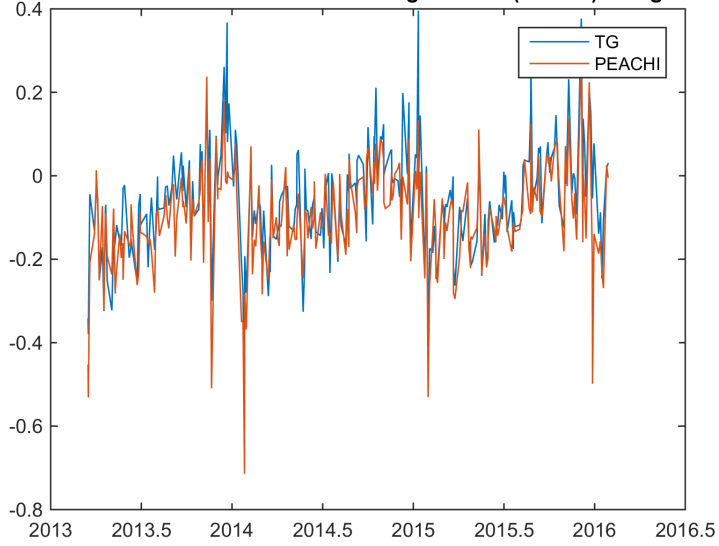
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Bergen



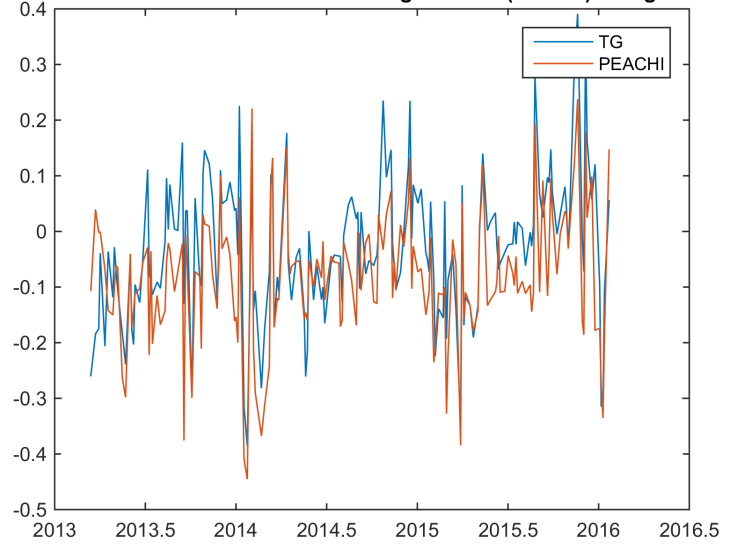
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Stavanger



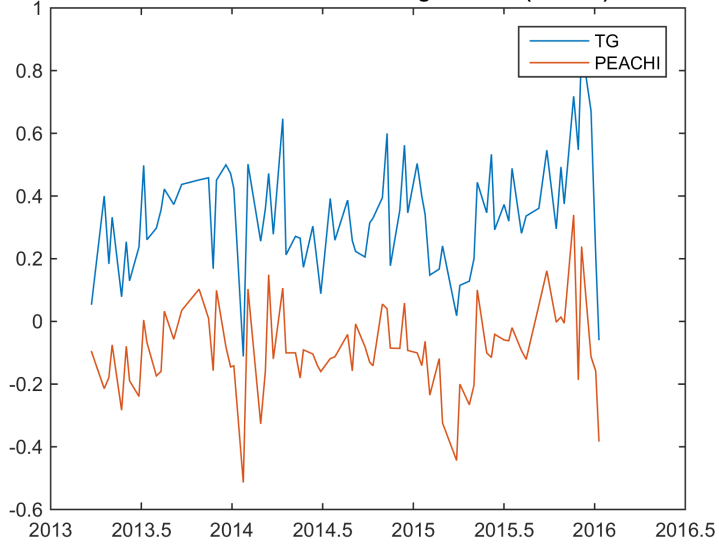
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Tregde



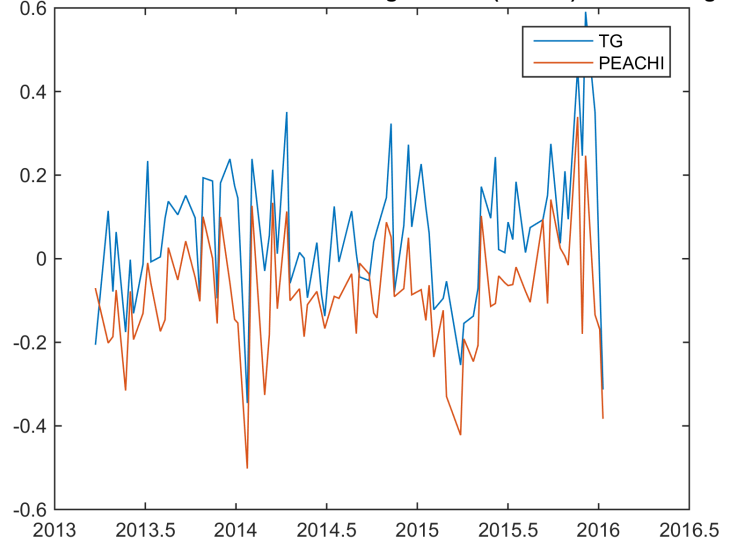
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Helgeroa



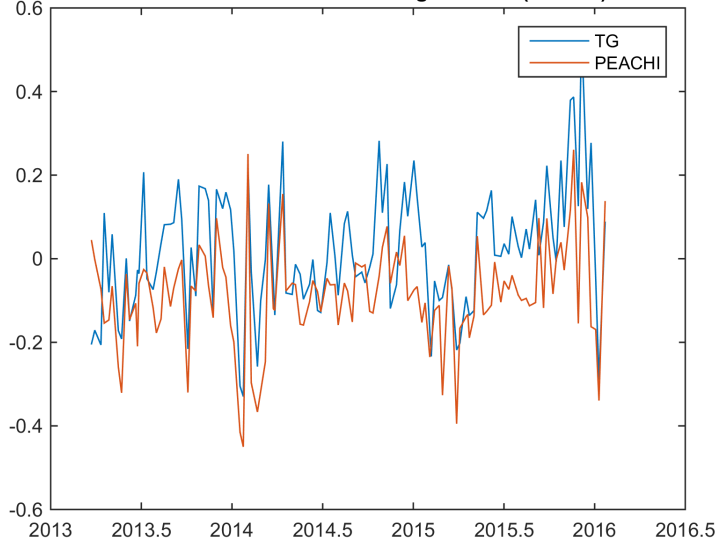
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Oslo



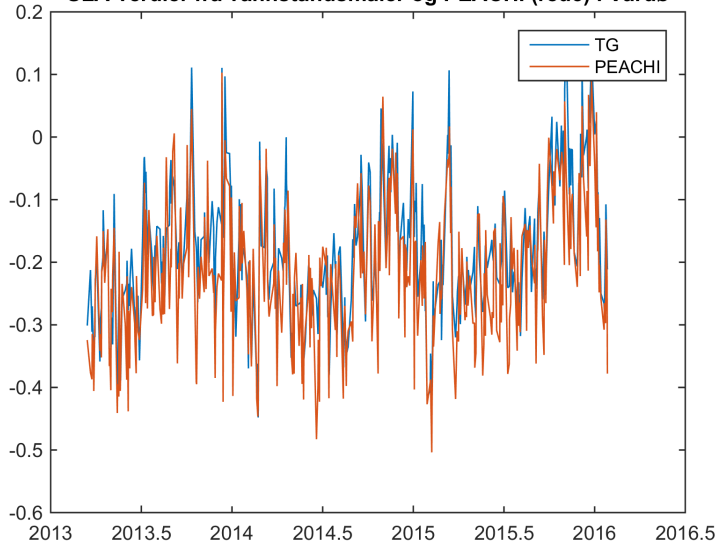
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Oscarsborg



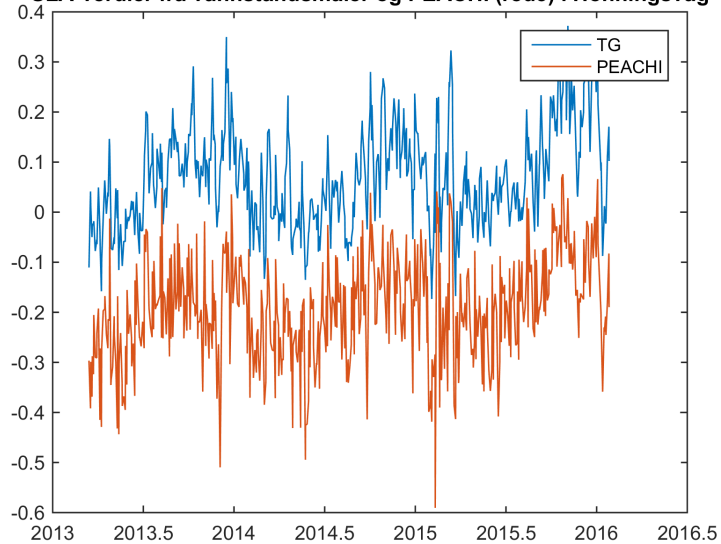
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (icenew) i Vikier



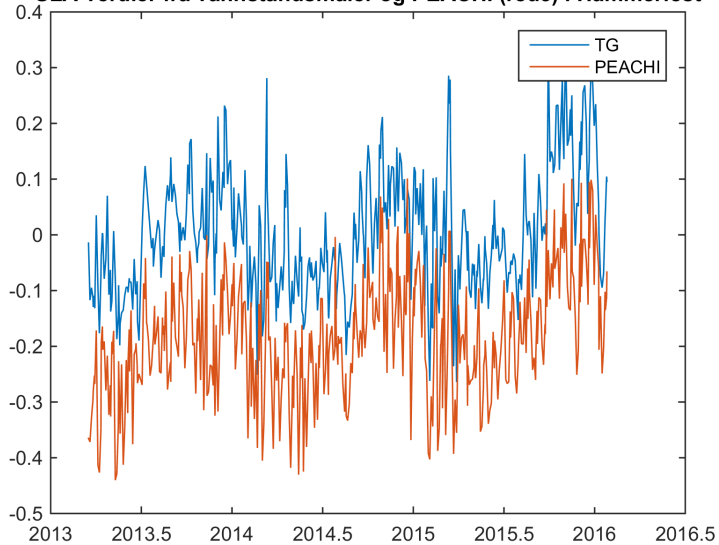
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Vardø



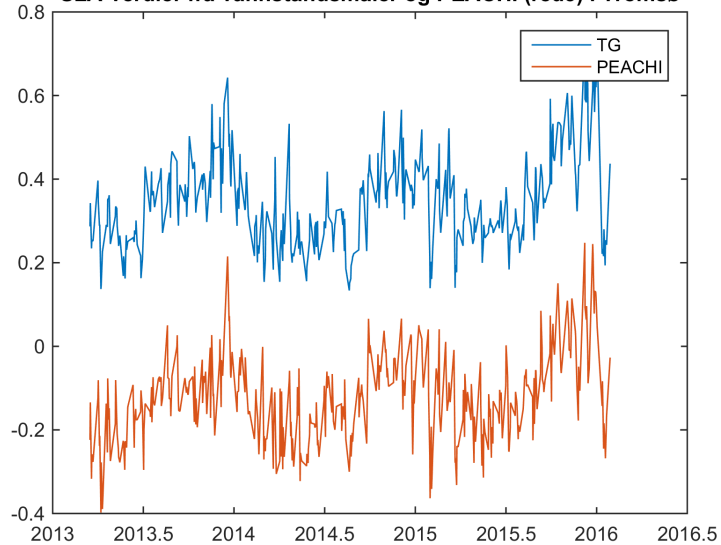
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Honningsvåg



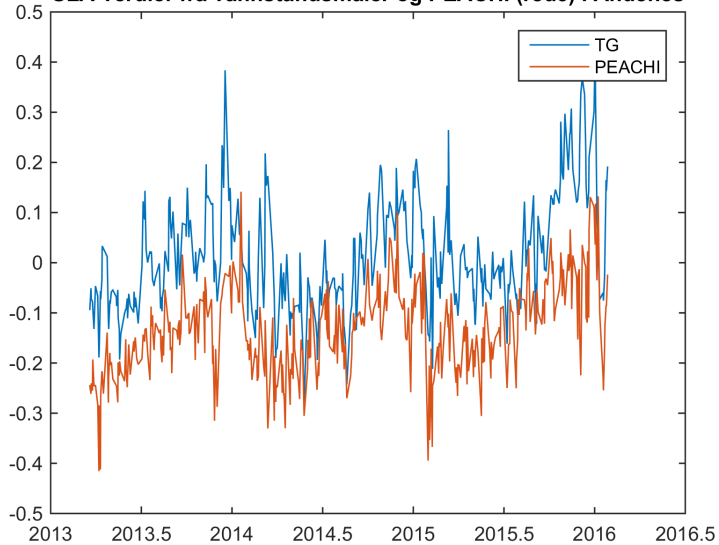
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Hammerfest



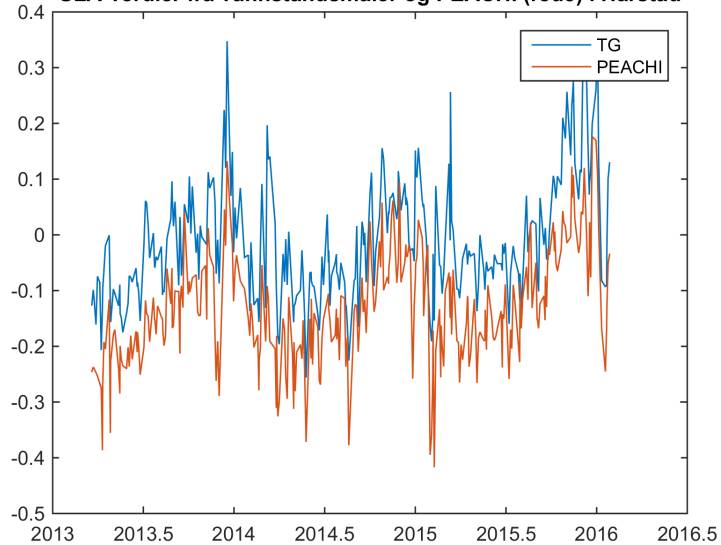
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Tromsø



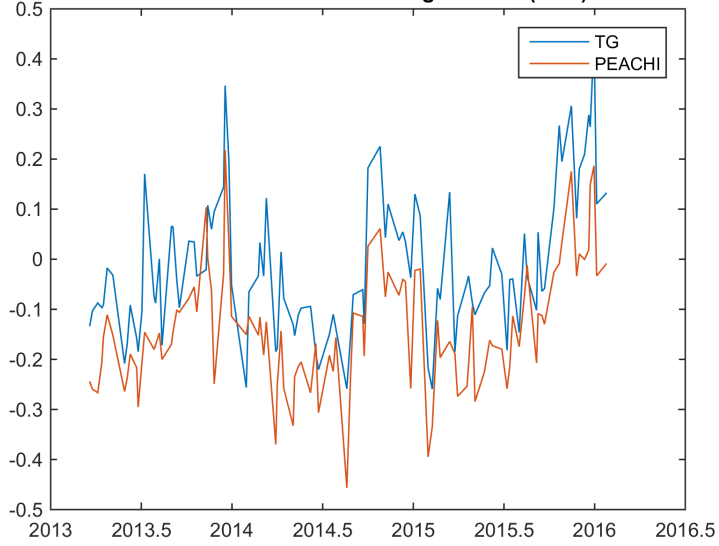
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Andenes



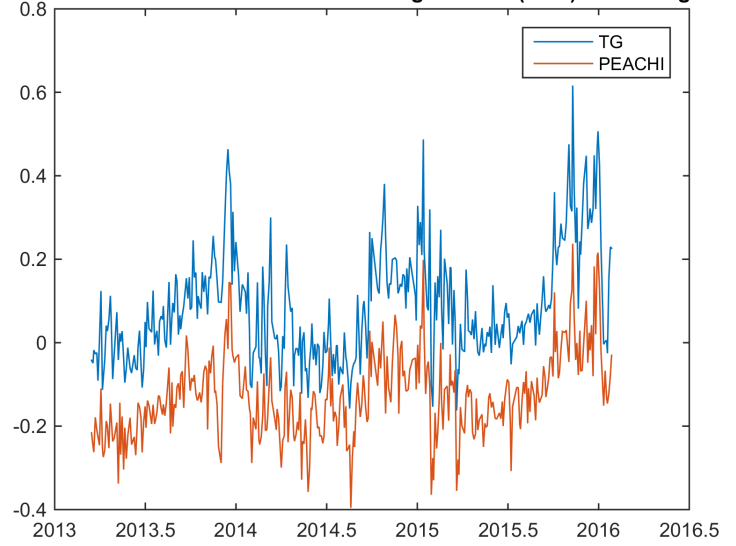
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Harstad



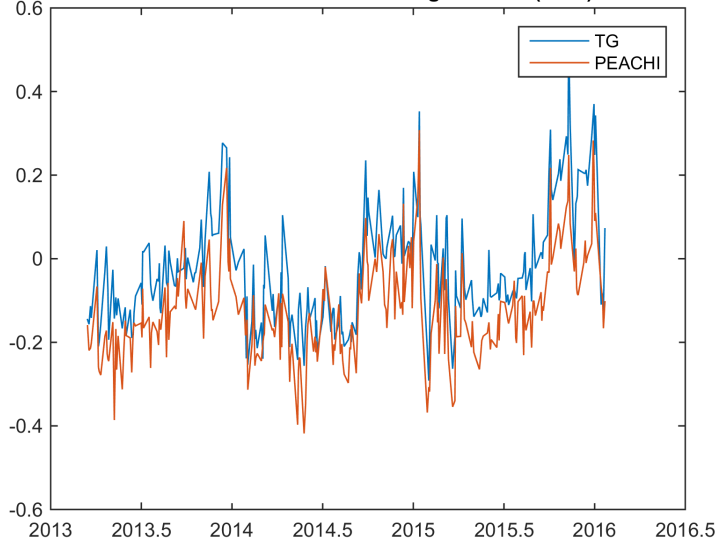
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Narvik



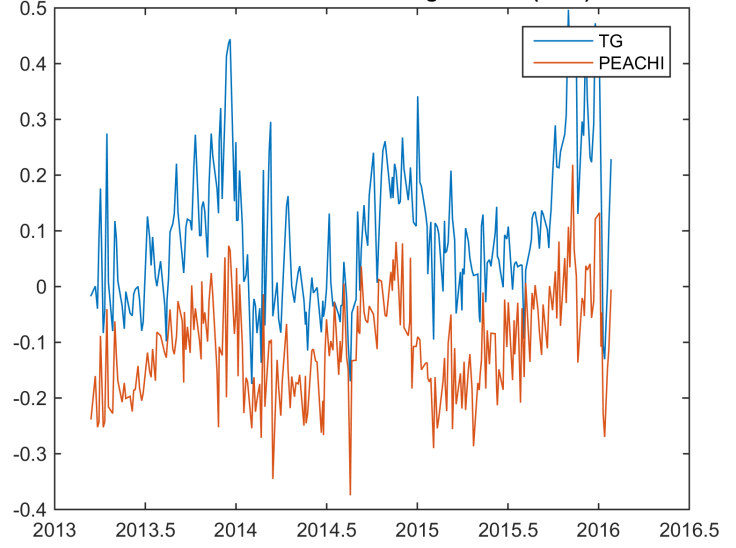
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Kabelvåg



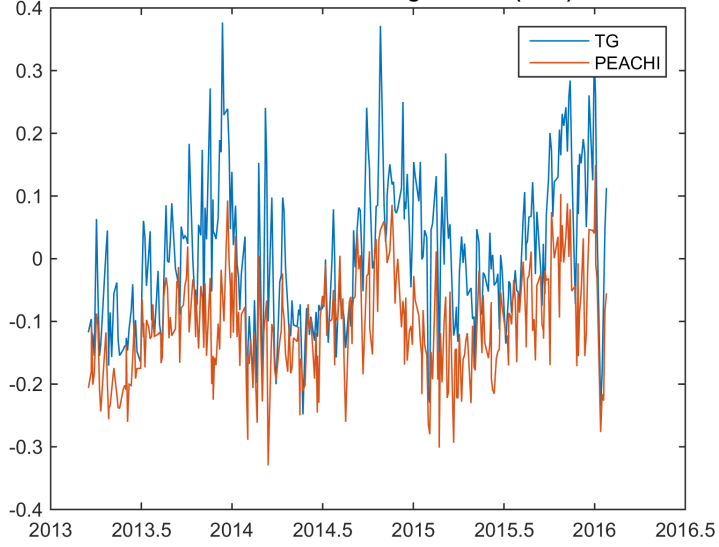
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Bodø



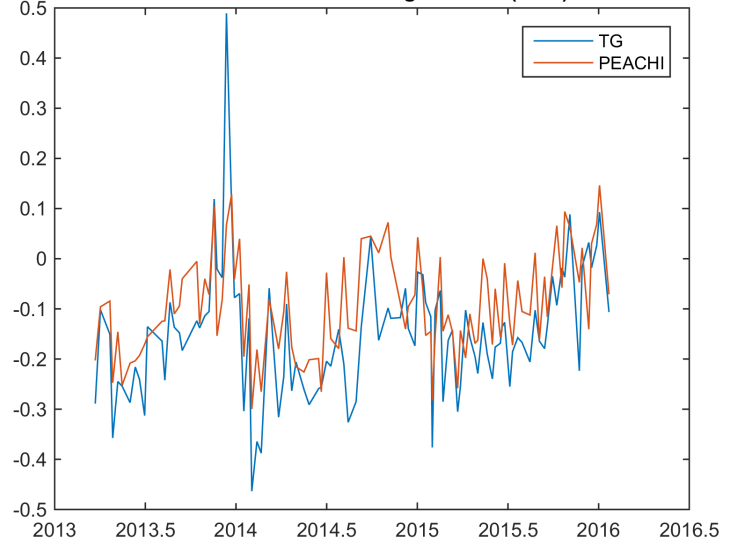
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Rørvik



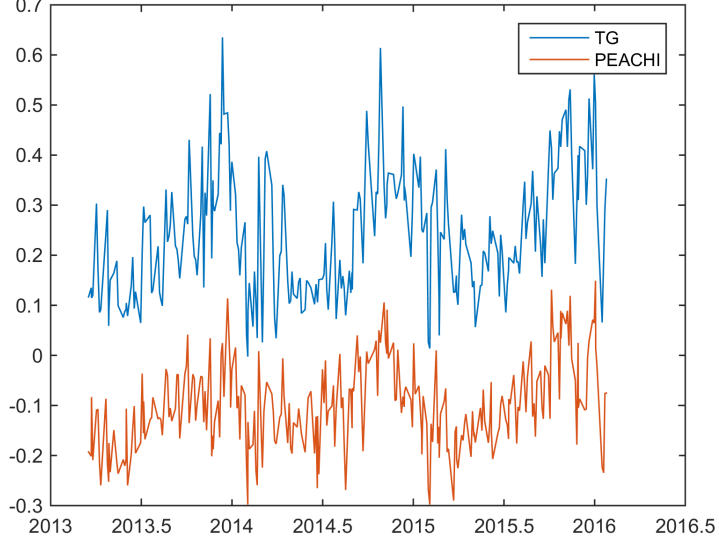
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Mausund



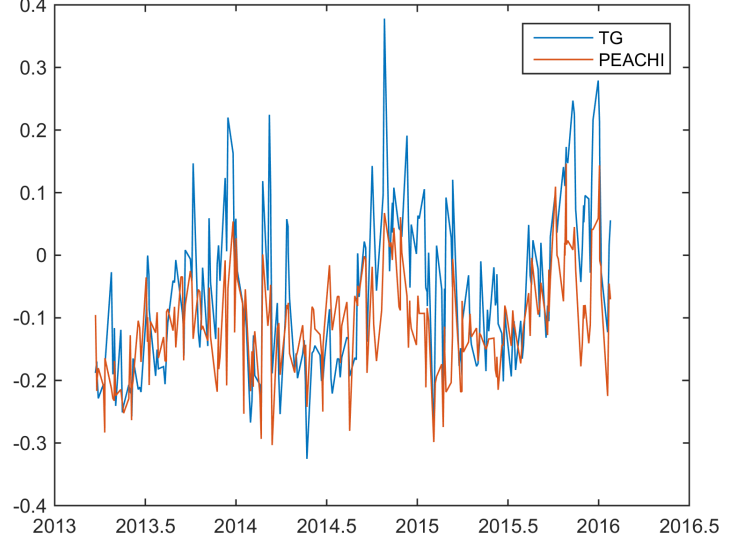
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Trondheim



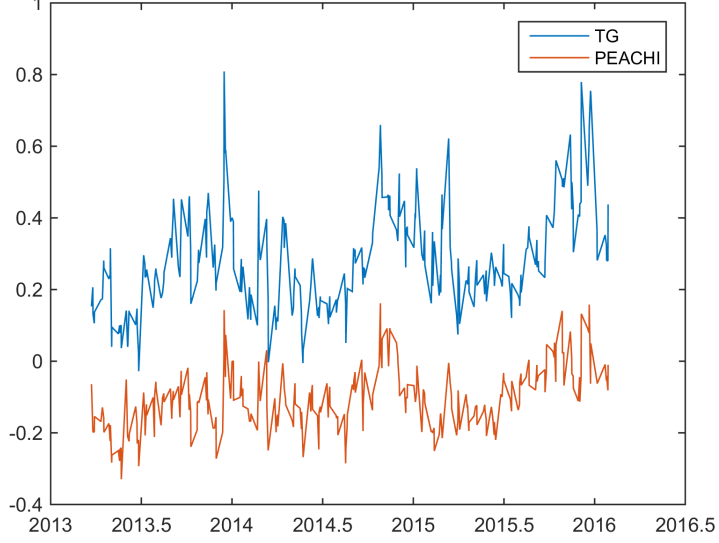
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Heimsjø



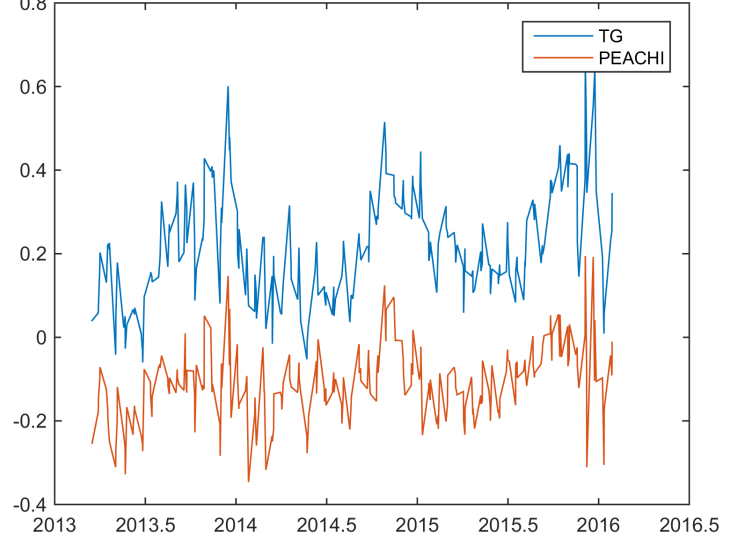
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Kristiansund



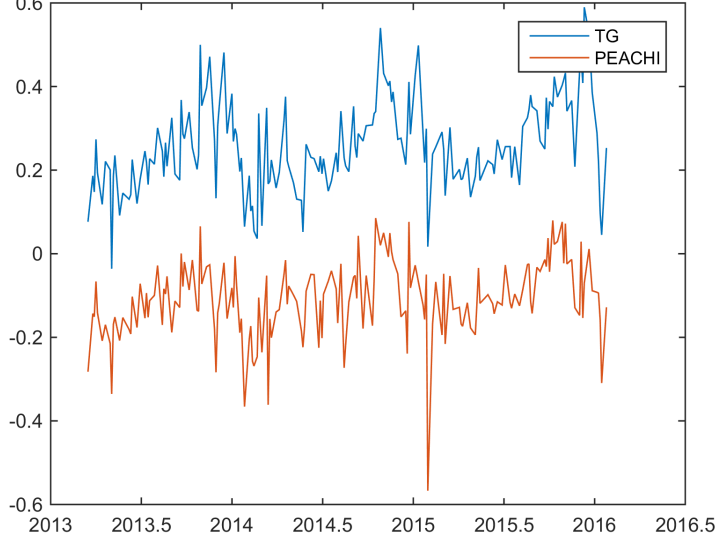
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Ålesund



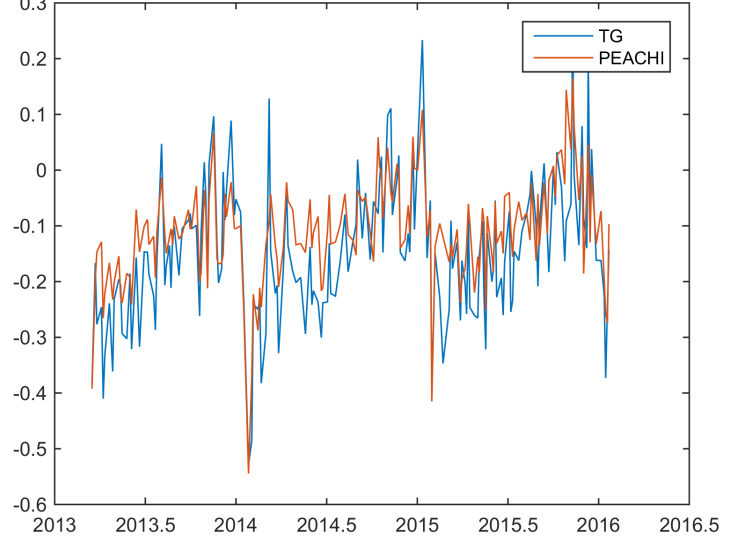
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Måløy



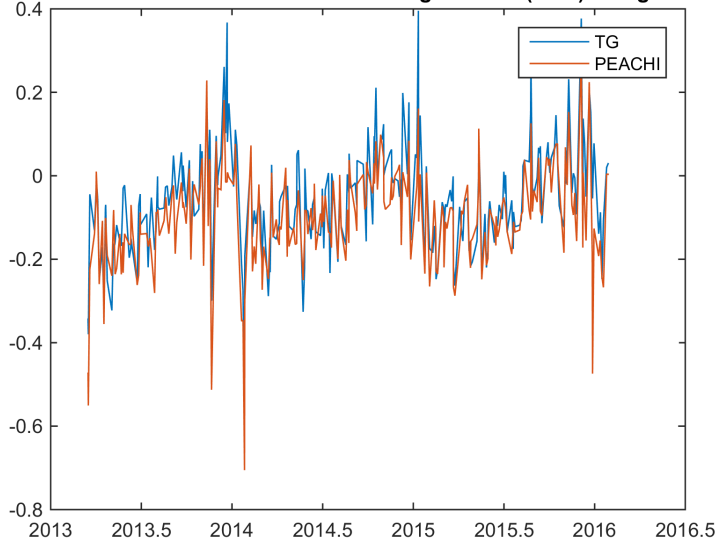
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Bergen



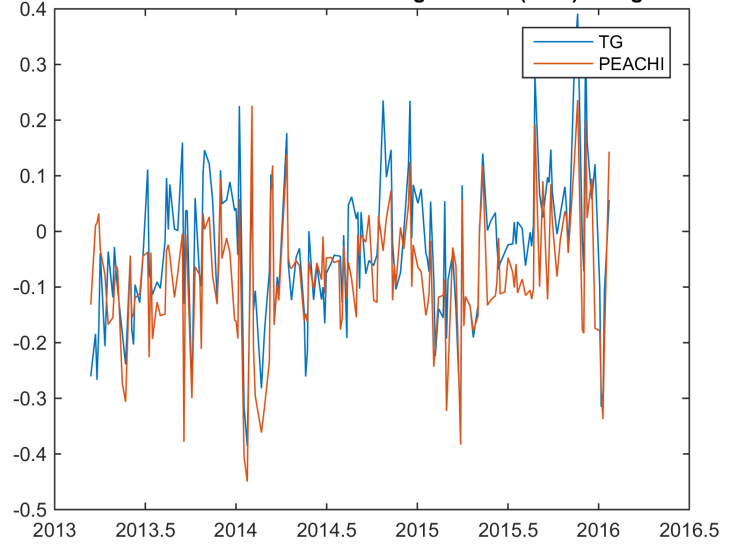
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Stavanger



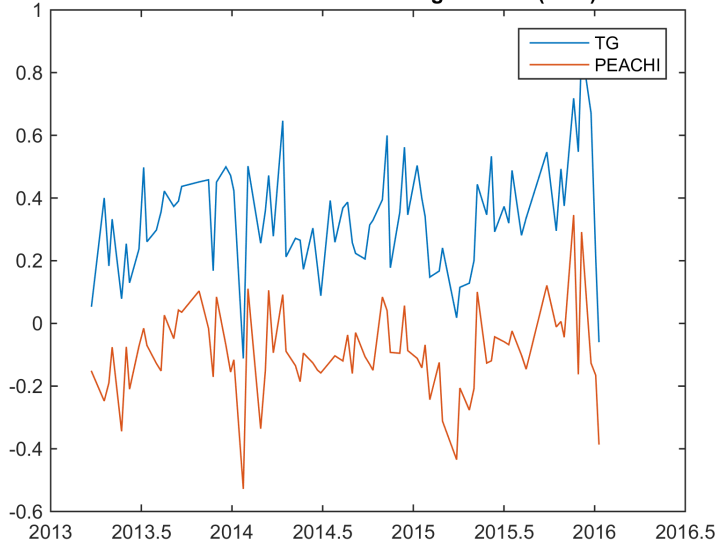
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Tregde



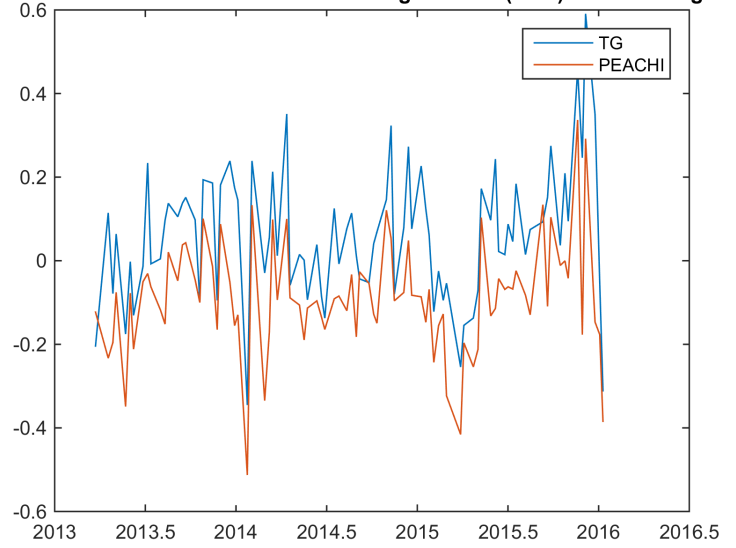
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Helgeroa



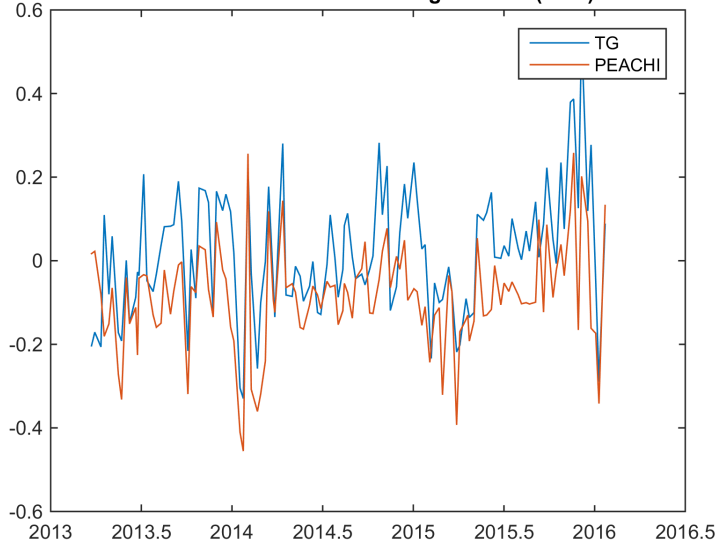
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Oslo



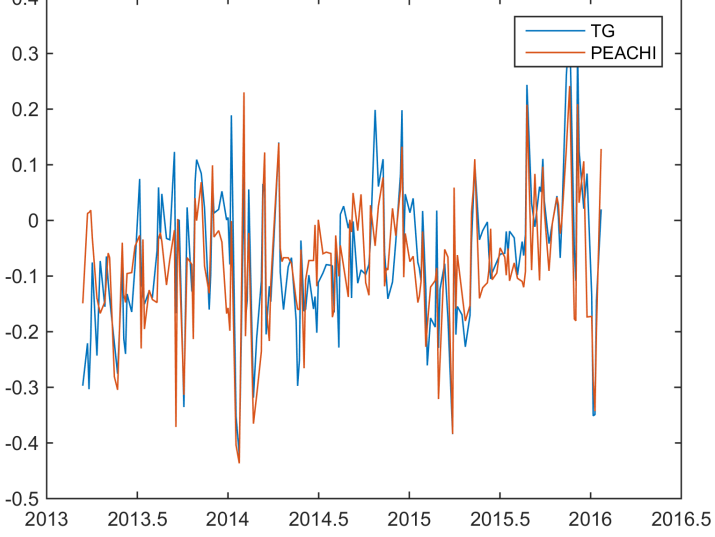
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Oscarsborg



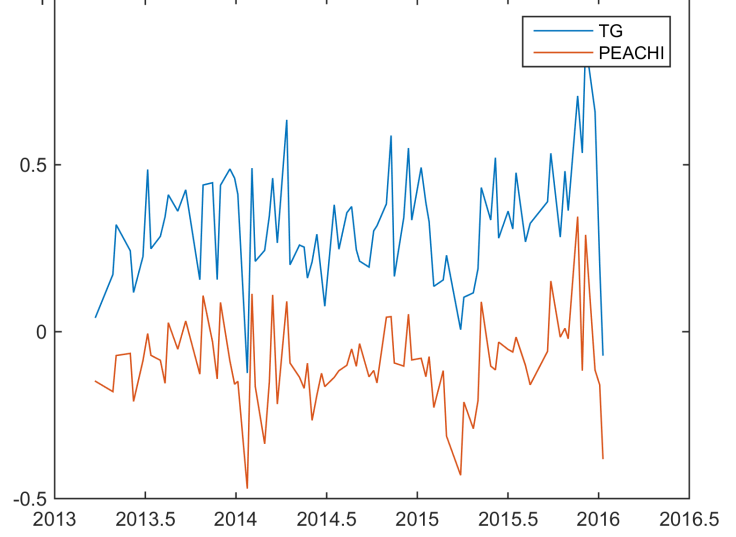
SLA-verdier fra vannstandsmåler og PEACHI (red3) i Vikar



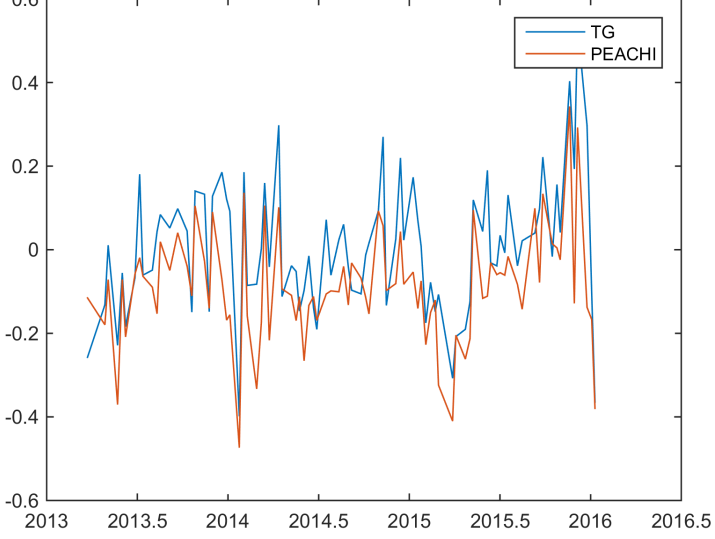
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (bagp3) Helgeroa



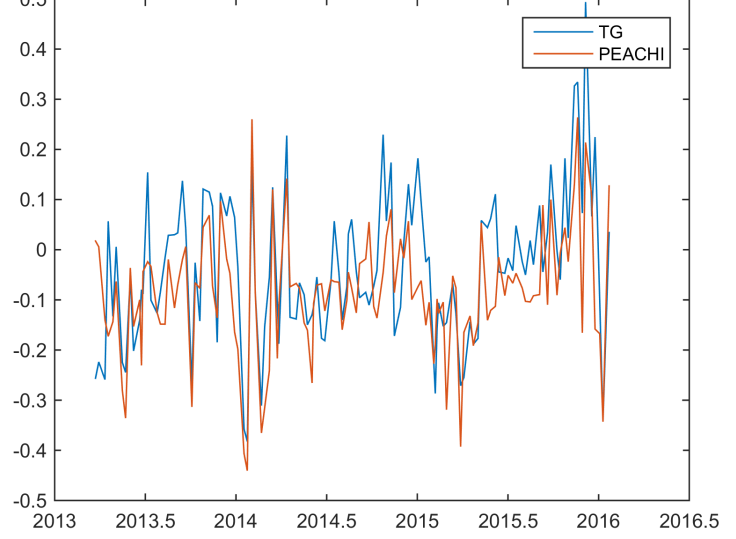
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (bagp3) Oslo

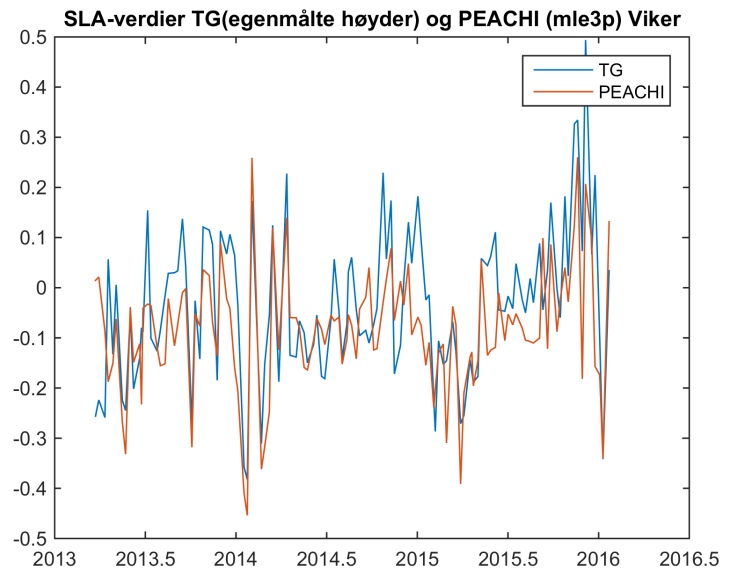
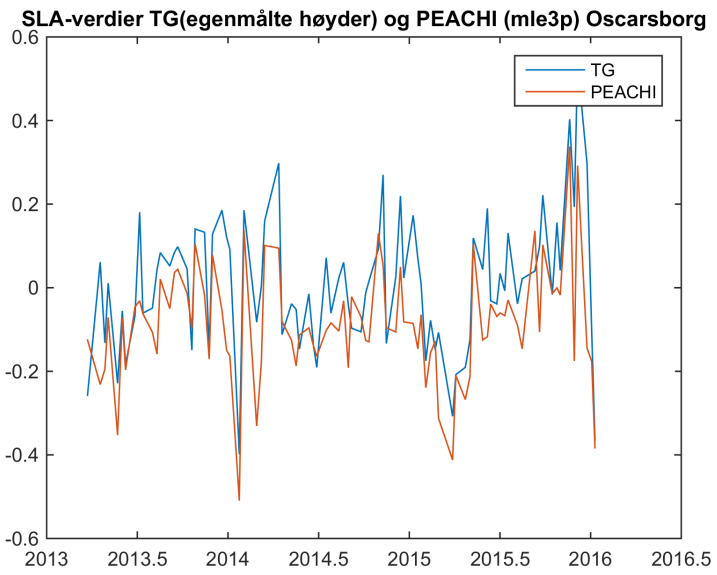
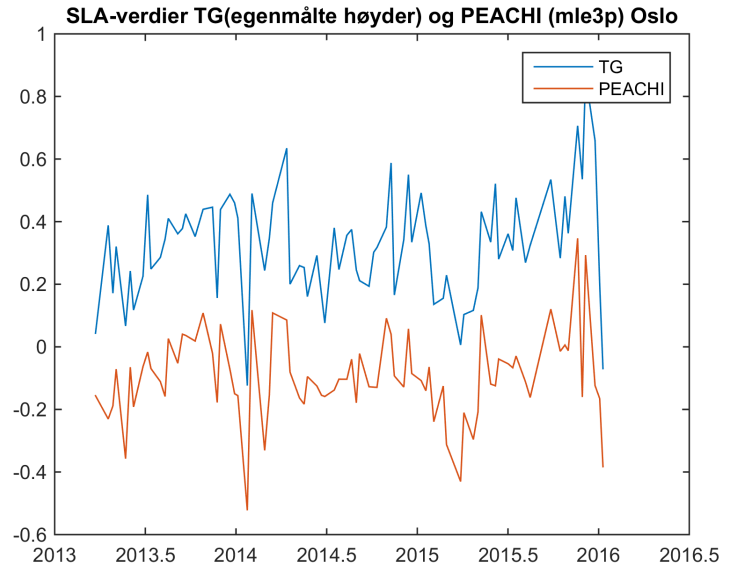
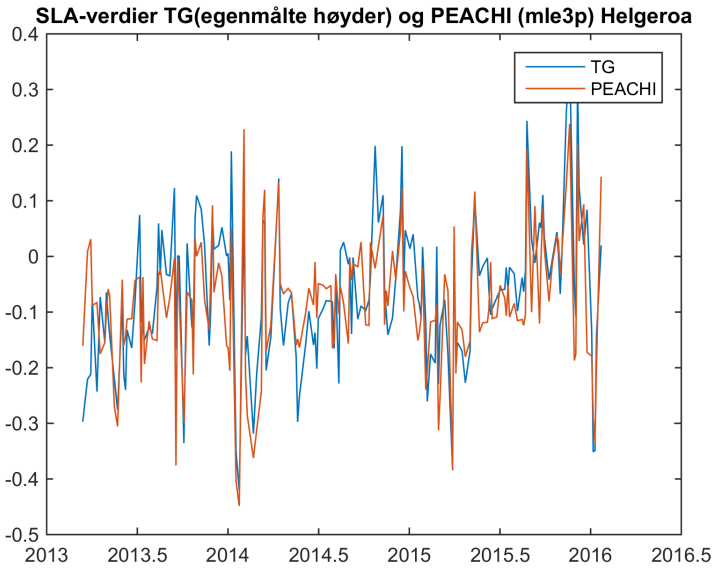


SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (bagp3) Oscarsborg

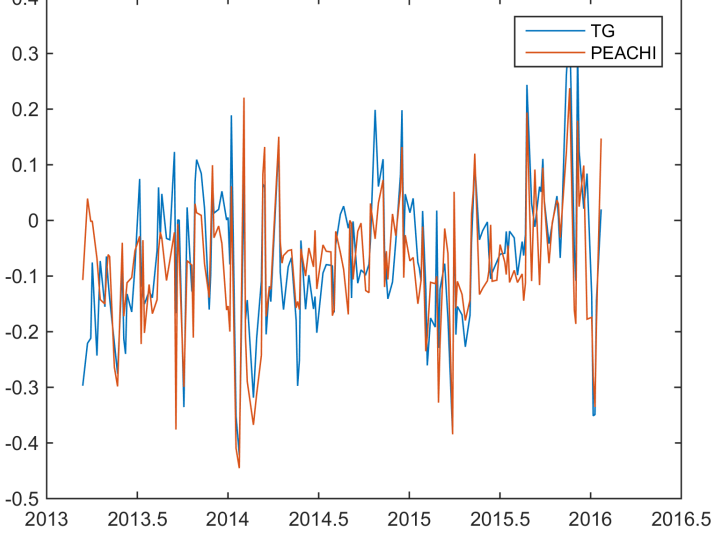


SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (bagp3) Viken

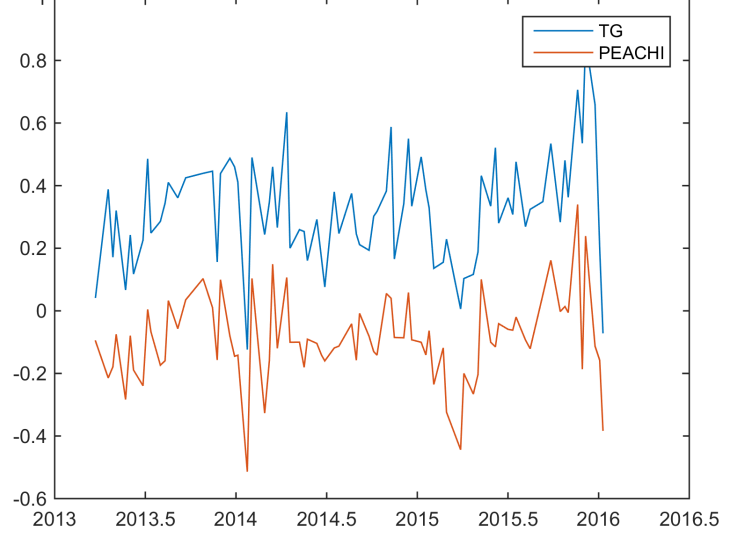




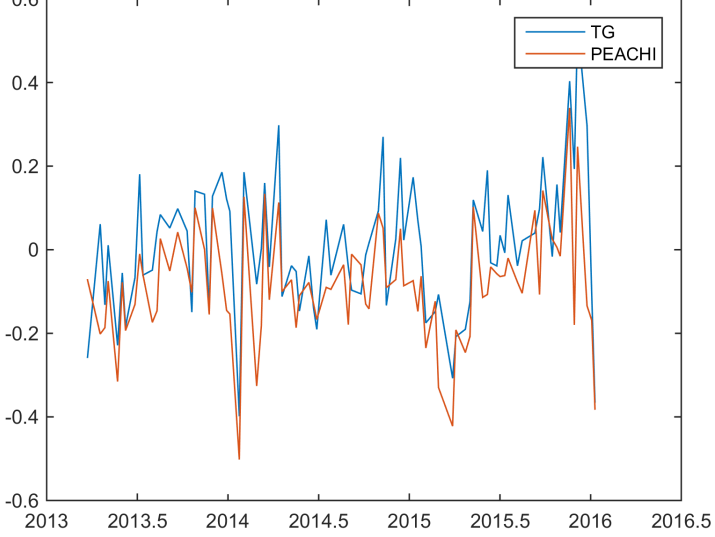
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (icenew) Helgeroa



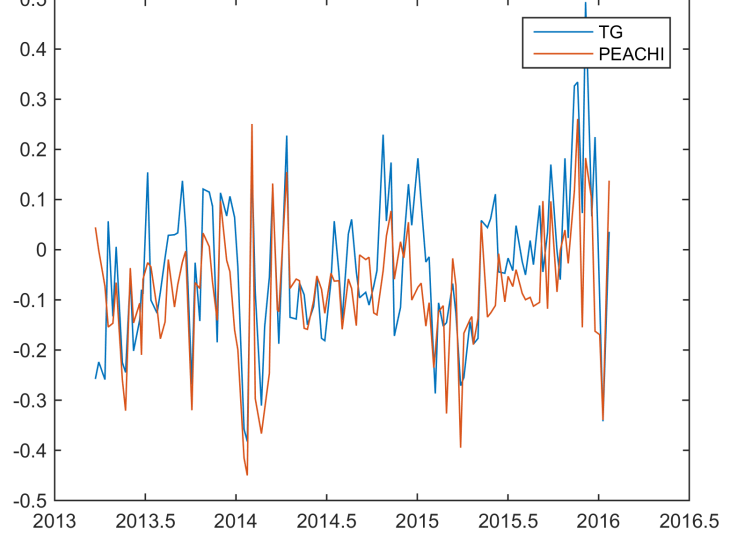
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (icenew) Oslo



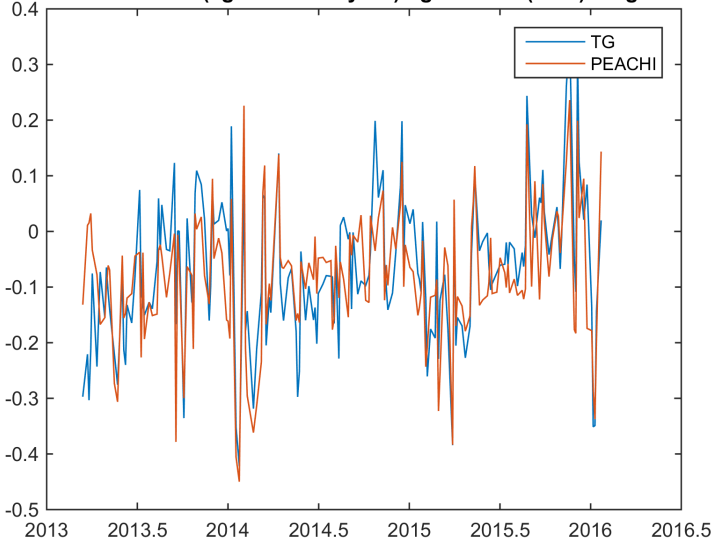
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (icenew) Oscarsborg



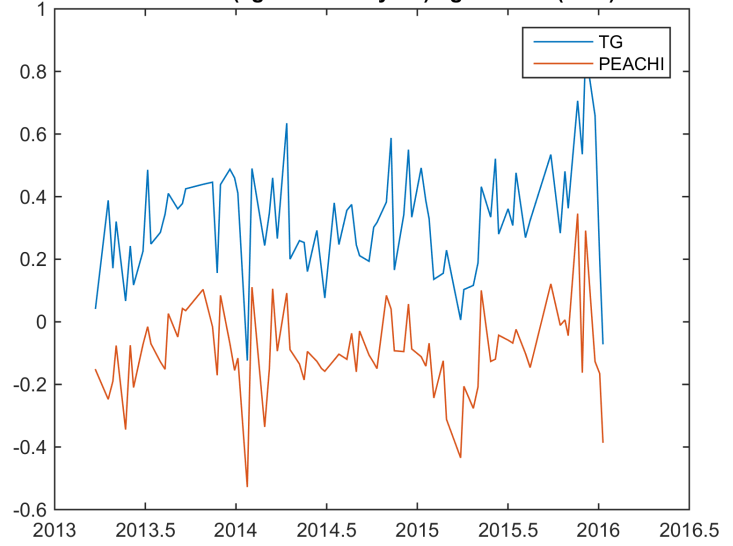
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (icenew) Vikar



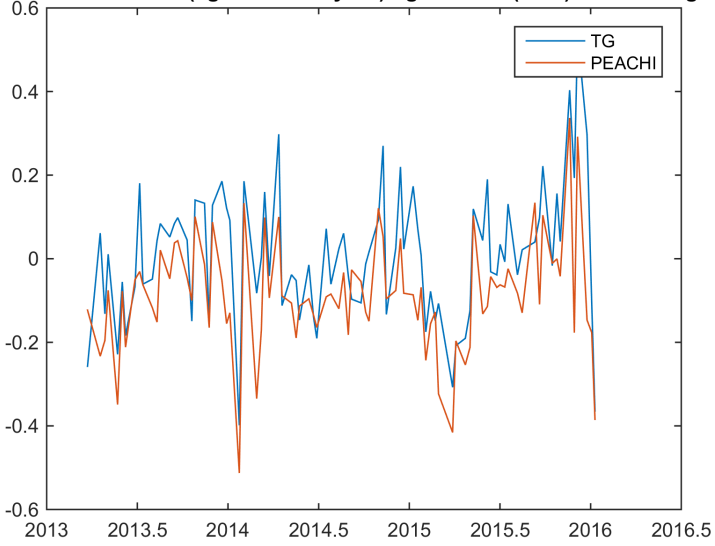
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (red3) Helgeroa



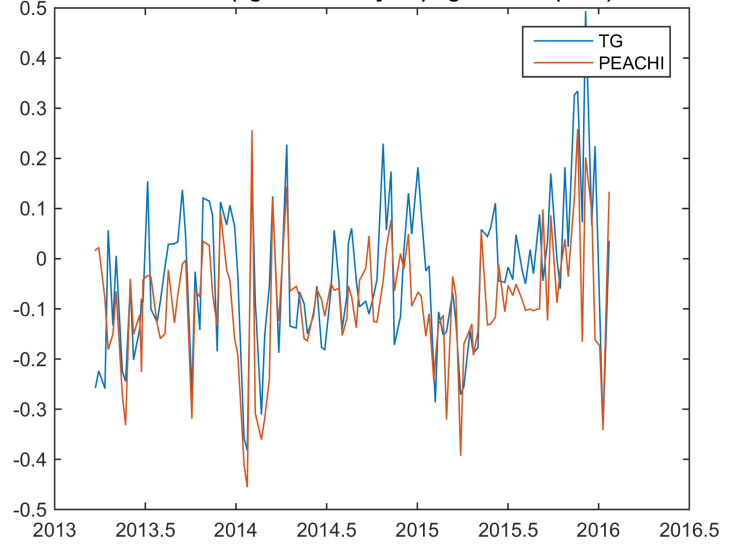
SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (red3) Oslo



SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (red3) Oscarsborg



SLA-verdier TG(egenmålte høyder) og PEACHI (red3) Vikør



9.3 SSH-verdier

Tabell 9.2: Oversikt over midlet SSH fra vannstandsmålere og PEACHI som er brukt til å beregne konstantavvik i Tabell 6.12. Trackerne er forkortet S (standard), B (bagp3), I (icenew), M (mle3p) og R (red3).

SSH [m]	S_alt	S_tg	B_alt	B_tg	I_alt	I_tg	M_alt	M_tg	R_alt	Red3_tg
Vard	17,7697	18,7339	18,0224	18,7322	17,7140	18,7327	17,7189	18,7326	17,7254	18,7326
Honn	23,3660	23,5284	23,3817	23,5274	23,2707	23,5271	23,2808	23,5270	23,2796	23,5262
Hamm	26,3891	26,0080	26,3851	26,0071	26,3241	26,0076	26,3345	26,0071	26,3356	26,0081
Trom	32,3354	31,6217	32,1890	31,6232	32,2594	31,6224	32,2967	31,6209	32,2693	31,6208
Ande	36,6445	36,0731	36,1322	36,0720	36,5191	36,0736	36,5204	36,0726	36,5232	36,0732
Hars	36,1645	33,7184	35,9403	33,7163	36,0638	33,7187	36,0399	33,7185	36,0356	33,7187
Narv	33,9161	31,6958	33,8126	31,6834	33,8779	31,6848	33,8534	31,6881	33,7977	31,6820
Kabe	37,4058	35,6203	36,8658	35,6167	37,2315	35,6171	37,2669	35,6186	37,1505	35,6179
Bodø	35,4272	31,8757	35,2545	31,8756	35,3271	31,8731	35,3205	31,8737	35,2473	31,8726
Rørv	39,6958	39,2409	39,5985	39,2400	39,6141	39,2401	39,6143	39,2412	39,6089	39,2406
Maus	41,9245	42,2444	42,0816	42,2450	41,8089	42,2440	41,8160	42,2444	41,8127	42,2444
Trond	41,1076	39,9176	40,9989	39,9213	40,9563	39,9102	40,9786	39,9119	41,0004	39,9192
Heim	42,2989	42,3382	42,1946	42,3388	42,1841	42,3371	42,1544	42,3370	42,1852	42,3390
Krin	44,1644	44,5924	44,1938	44,5922	44,0766	44,5901	44,0539	44,5925	44,0575	44,5924
Åles	45,4485	45,2874	45,3765	45,2870	45,3394	45,2864	45,3382	45,2862	45,3349	45,2864
Målø	46,0556	46,1459	45,7863	46,1493	45,9409	46,1447	45,9395	46,1452	45,9381	46,1446
Berg	45,1856	45,6482	45,2368	45,6484	45,0889	45,6493	45,0873	45,6495	45,0793	45,6493
Stav	43,7824	44,3045	43,7813	44,3090	43,6872	44,3050	43,6748	44,3063	43,6759	44,3065
Treg	40,9707	41,6587	40,9039	41,6642	40,8720	41,6599	40,8790	41,6616	40,8737	41,6616
Helg	39,3276	40,9909	39,3706	40,9898	39,2472	40,9921	39,2633	40,9910	39,2647	40,9896
Osc	39,5043	39,9524	39,3552	39,9421	39,4054	39,9459	39,4198	39,9465	39,4004	39,9459
Oslo	39,5249	39,8700	39,3440	39,8643	39,4288	39,8658	39,4312	39,8676	39,4013	39,8666
Vike	38,9211	38,3169	38,9594	38,3177	38,8647	38,3187	38,8751	38,3193	38,8535	38,3184

Bibliografi

- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., and Collilieux, X. (2016). Itrf2014: A new release of the international terrestrial reference frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8):6109–6131.
- Andersen, Ole Baltazar og Scharroo, R. (2011). Range and geophysical corrections in coastal regions: and implications for mean sea surface determination. In *Coastal altimetry*, pages 103–145. Springer.
- Aviso (april 2018a). *Experimental SARAL products (PEACHI)*. <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/global/experimental-saral-products-peachi.html>.
- Aviso (april 2018b). *Frequently asked questions*. <https://www.aviso.altimetry.fr/en/services/faq.html>.
- Breili, K. (november 2017). *Fysisk oseanografi og havstrømmer*. Forelesningsnotater i GM-LM211 marin geodesi gitt ved NMBU våren 2017.
- Cipollini, P., Calafat, F. M., Jevrejeva, S., Melet, A., and Prandi, P. (2017). Monitoring sea level in the coastal zone with satellite altimetry and tide gauges. *Surveys in Geophysics*, 38(1):33–57.
- Collilieux, X., Altamimi, Z., Argus, D., Boucher, C., Dermanis, A., Haines, B., Herring, T., Kreemer, C., Lemoine, F., Ma, C., et al. (2014). External evaluation of the terrestrial reference frame: report of the task force of the iag sub-commission 1.2. In *Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet*, pages 197–202. Springer.
- Ekman, M. (1989). Impacts of geodynamic phenomena on systems for height and gravity. *Bulletin Géodésique*, 63(3):281–296.
- Forssell, B. (januar 2018). *Galileo*. <https://snl.no/GALILEO>.
- Forssell, B. (oktober 2009). *GNSS*. <https://snl.no/GNSS>.
- Frøslie, K. F. (mars 2018). *Korrelasjon*. <https://snl.no/korrelasjon>.
- Gjevik, B. (september 2017). *Flo og fjære langs kysten av Norge*. <http://www.mn.uio.no/astro/tjenester/publikum/almanakken/innhold/tema2007a.html>.
- Hannah, J. (2011). The difficulties in using tide gauges to monitor long-term sea level change. *Survey Quarterly*, 300(65):19.
- Idžanović, M., Ophaug, V., and Andersen, O. B. (2017). The coastal mean dynamic topography in norway observed by cryosat-2 and goce. *Geophysical Research Letters*.
- IGN (jauar 2016). *ITRF*. <http://itrf.ensg.ign.fr/general.php>.
- IOC (1985). *MANUAL ON SEA LEVEL MEASUREMENT AND INTERPRETATION Volume I - Basic Procedures*.
- Kartverket (2008). *Innføring av nytt høydegrunnlag*.

- Kartverket (april 2016b). *Slik fungerer vannstandsmålerne*. <https://www.kartverket.no/sehavniva/tidevann-og-vannstand/Slik-fungerer-vannstandsmalerne/>.
- Kartverket (april 2018). *Sjøkartnull*. <https://kartverket.no/Systemsider/Ordbok/S/Sjokartnull/>.
- Kartverket (desember 2009). *Norges offisielle høydesystemer og referansenivåer*. https://www.kartverket.no/globalassets/standard/bransjestandarder-utover-sosi/hoydesystemer_referansenivaaer.pdf.
- Kartverket (desember 2016a). *Produktark: N50 Kartdata*. <https://register.geonorge.no/register/versjoner/produktark/kartverket/n50-kartdata>.
- Kartverket (november 2017a). *CPOS*. <https://www.kartverket.no/posisjonstjenester/cpos/>.
- Kartverket (oktober 2017b). *Vannstandsnivå*. <https://kartverket.no/sehavniva/tidevann-og-vannstand/Viktige-vannstandsniva/>.
- Løvås, G. G. (2013). *Statistikk*. Universitetsforlaget.
- Meyer, T. H. (2010). *Introduction to geometrical and physical geodesy: foundations of geomatics*, volume 17. Esri Press Redlands, CA.
- Ophaug, V. (april 2018). *Notat om filtrering og grovfeilsøk av altimetridata*.
- Ophaug, V., Breili, K., and Gerlach, C. (2015). A comparative assessment of coastal mean dynamic topography in Norway by geodetic and ocean approaches. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(12):7807–7826.
- Petit, G. and Luzum, B. (2010). IERS conventions (2010). Technical report, BUREAU INTERNATIONAL DES POIDS ET MESURES SEVRES (FRANCE).
- Skogseth, Terje og Norberg, D. (2014). *Grunnleggende landmåling*.
- Sømod, T. (februar 2018). *Nivellering*. <https://snl.no/nivellering>.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7):7183–7192.
- Topcon (april 2018). *HiPer SR*. <https://www.topconpositioning.com/gnss/integrated-gnss-receivers/hiper-sr>.
- Trimble (april 2018). *DiNi Level*. <https://geospatial.trimble.com/products-and-solutions/dini-level>.
- Valladeau, G., Thibaut, P., Picard, B., Poisson, J., Tran, N., Picot, N., and Guillot, A. (2015). Using saral/altika to improve ka-band altimeter measurements for coastal zones, hydrology and ice: The peachi prototype. *Marine Geodesy*, 38(sup1):124–142.
- Wolfgang, T. and Müller, J. (2012). *Geodesy*.
- Woodworth, P., Wöppelmann, G., Marcos, M., Gravelle, M., and Bingley, R. (2017). Why we must tie satellite positioning to tide gauge data. *Eos*, 98(4):13–15.



Norges miljø- og biovitenskapelige universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway