

**Tredimensjonal gravimetrisk modellering**  
**på**  
**Vøring marginen**

**av**  
**Audun Libak**

Masteroppgave i petroleumsgeofysikk

Juni 2008



**Institutt for geovitenskap**  
**Universitetet i Bergen**



# Sammendrag

En tredimensjonal litosfæremodell ble konstruert for Vøring marginen, utenfor kysten av Midt-Norge. Grunnlaget for modellen var 32 tolkede OBS-profiler. 11 regionale grenseflater ble digitalisert fra hvert av de 32 OBS-profilene, og bunnen av modellen ble satt til å være 100 kilometer. Dypet til grenseflatene utenfor de digitaliserte basisprofilene ble beregnet ved å bruke en vektet interpolasjon.

3D-gravitasjonen fra 3D-modellen ble kalkulert ved hjelp av Parkers formel. Den kalkulerte gravitasjonen ble sammenlignet med friluftsanomalier fra satellittdata. Den største forskjellen mellom kalkulert- og observert felt ble redusert ved å minke tettheten i den oseanske mantellitosfæren relativt til tettheten i den kontinentale mantellitosfæren. Denne tetthetsreduksjonen er mest sannsynlig et resultat av at mantellitosfæren under oseanskorpene er varmere enn mantellitosfæren under kontinentalskorpene. De store forskjellene mellom kalkulert- og observert felt i Råsbassenget og Utgardshøyden ble redusert ved å legge Moho grunnere. Store negative differanseverdier i nordlige deler av Vøringbassenget er tolket som sterkt intruderte sedimentære bergarter. Sørliche deler av Vøring transform margin viste for høy kalkulert gravitasjon. Dette kan reduseres ved å legge Moho dypere eller ved å legge en tetthetsreduksjon i mantelen lenger mot øst.

3D-modellen ble brukt til å studere forskjeller på 2D gravimetri og 3D gravimetri. Det ble vist at feilene som gjøres ved å bruke 2D modellering kan være betydelige, spesielt i områder hvor det er store endringer i geologi nært profilet som modelleres. Ved å ta hensyn til forskjellene mellom 2D-feltet og 3D-feltet kan det oppnås en bedre 2D modellering.

En tredimensjonal litosfæremodell tilsvarende den som er bygd i denne oppgaven er et nyttig hjelpemiddel innenfor mange geologiske/geofysiske grener. Ved å inkludere mer data kan 3D-modellen forbedres ytterligere. Modellen vil da kunne brukes til mer detaljert gravimetrisk modellering, samt isostatiske beregninger, beregninger av strekningshistorie, termal modellering og bassengrekonstruksjon.



# Forord

Denne oppgaven ble utført ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, under veiledning av førsteamanuensis Atle Austegard.

Jeg vil først og fremst takke Atle Austegard for god veiledning og tålmodighet under arbeidet med masteroppgaven. En stor takk rettes også til min biveileder, professor Rolf Mjelde, for nyttige diskusjoner og konstruktive bidrag til oppgaven. Videre vil jeg takke medstudenter og ansatte ved instituttet for en uforglemmelig studietid.

Ellers vil jeg takke familien min for støtte, både økonomisk og moralsk.

Til slutt vil jeg takke min kjære Hilde Kristin for å ha vært der for meg hele tiden.

Audun Libak

Bergen, 1. juni 2008



# Innholdsfortegnelse

|   |     |
|---|-----|
| 1. Innledning.....  | 1   |
| 2. Geologisk rammeverk .....  | 3   |
| 2.1. Utviklingen av Norske-Grønlandshavet.....  | 3   |
| 2.2. Generelt om geologien på Vøring marginen.....                                      | 7   |
| 2.3. Vøring marginens geologiske historie.....  | 11  |
| 3. Gravimetrisk modellering .....   | 17  |
| 3.1. Generelt om gravimetrisk modellering .....   | 17  |
| 3.2. Gravimetrisk forovermodellering.....   | 18  |
| 3.3. 2D gravimetrisk modellering .....  | 19  |
| 3.4. 3D gravimetrisk modellering .....  | 22  |
| 3.5. Tettheter i litosfæren .....   | 22  |
| 3.6. Relasjoner mellom tetthet og seismisk hastighet .....                              | 25  |
| 4. Modellbygging .....  | 29  |
| 4.1. Datagrunnlag .....   | 29  |
| 4.2. Digitalisering .....   | 32  |
| 4.3. Modellbygging og interpolasjon .....   | 34  |
| 4.4. Svakheter ved modellen .....   | 39  |
| 5. Modelleringsresultater.....  | 41  |
| 5.1. Observerte data.....   | 41  |
| 5.2. Modellering ved å bruke tettheter fra tidligere 2D modelleringer .....             | 43  |
| 5.3. Modellering ved hjelp av et ankerpunkt.....  | 50  |
| 5.4. Modellering ved å justere Moho og høyhastighetslegemet.....                        | 56  |
| 5.5. Modellering ved å tilpasse tettheten i mantellitosfæren.....                       | 58  |
| 6. Forskjeller mellom 2D og 3D gravimetri .....   | 61  |
| 6.1. Feil som kan gjøres ved å ekstrapolere horisontalt utenfor endene av profilet..... | 61  |
| 6.2. Feil som kan gjøres ved å ignorere strukturer vinkelrett på profilet .....         | 69  |
| 6.3. Forskjeller mellom modellerte profiler med og uten 3D effekter .....               | 72  |
| 7. Diskusjon.....   | 81  |
| 7.1. 3D-modellen.....   | 81  |
| 7.2. Årsaker til forskjeller mellom observert og kalkulert felt.....                    | 87  |
| 7.3. 2D kontra 3D gravimetri .....  | 93  |
| 8. Oppsummering og konklusjoner .....   | 99  |
| Referanser.....   | 101 |
| Appendiks A: Programmer brukt i modelleringen.....                                      | 109 |





# 1. Innledning

Vøring marginen er blitt grundig studert fra starten av 1970-årene og frem til i dag (for eksempel Talwani og Eldholm, 1972; Eldholm et al., 1987; Skogseid og Eldholm, 1989; Blystad et al., 1995; Brekke, 2000). Store mengder seismiske data er samlet inn. I tillegg har det blitt boret flere brønner, både kommersielle og forskningsrelaterte. Mesteparten av de seismiske dataene er multikanals data som gir god informasjon om den grunne geologien, men er mindre brukbart til å kartlegge dypere geologi som den krystallinske skorpen og mantelen. Dette gjelder særlig for vulkanske passiv marginer, som Vøring marginen, der magmatisk materiale eksisterer i øvre deler av skorpen. Slike magmatiske bergarter har en høy akustisk impedans, noe som gjør det vanskelig å kartlegge hva som ligger under.

Fra starten av 1990-tallet og frem til i dag har det blitt samlet inn en god del seismiske data hvor havbunnsseismometre (OBS = ocean bottom seismometers) er benyttet som mottakere (Mjelde et al., 1992, 1997, 1998, 2001, 2005; Raum et al., 2000, 2002, 2006). Dette har bidratt til å øke kunnskapen om dypere skorpestrukturer og plasseringen av seismisk Moho.

Langs de fleste av OBS-profilene er det samlet inn gravimetrisk data. Det er blitt utført gravimetrisk forovermodellering på disse dataene ved å benytte skorpestrukturene fra de tolkede OBS-profilene som utgangsmoell (Mjelde et al., 1998, 2001, 2005; Raum et al., 2000, 2002, 2006). Den gravimetrisk modelleringen som ble utført var todimensjonal, noe som betyr at det ikke tas hensyn til geologiforandringer utenfor profilet. Det antas at laggeometrien langs profilet fortsetter vinkelrett på profilet uten å forandre seg. Dette er ikke geologisk korrekt da det er liten sannsynlighet for at geologien er lik i hele området. Spørsmålet blir da om strukturer som ligger utenfor profilet vil ha stor innflytelse på tyngdefeltet langs profilet. Det er betydelig lettere og raskere å modellere i 2D da man slipper å etablere en 3D-modell før modelleringen kan starte, men hvis 2D modelleringen viser seg å resultere i store feil er 3D modellering det eneste riktige. Mjelde et al. (2001) skrev at den største usikkerheten i den 2D gravimetrisk modelleringen er relatert til strukturer utenfor profilene. De estimerte denne usikkerheten til å være  $\pm 10$  mGal. Dersom dette estimatet stemmer vil 2D modellering være en anvendelig metode for modellering av skorpen.

Hovedformålet med denne oppgaven er å sette sammen skorpeprofiler oppnådd i tidligere 2D modelleringer til en 3D-modell. Gravitasjonen som beregnes fra denne modellen skal sammenlignes med observerte data for å se hvor gode 2D-modellene er når de blir satt sammen i en 3D-modell. Et annet mål med oppgaven er å studere forskjeller mellom 2D modellering og 3D modellering for å se om det gjøres store feil når det modelleres i 2D.

Litteraturen som er skrevet om Vøring marginen er for det meste skrevet på engelsk. Dette gjør at det til tider kan være problematisk å finne gode norske navn for enkelte strukturer på marginen. Den norske terminologien som er brukt på geologiske strukturer i denne oppgaven er hentet fra Blystad et al. (1995).

## 2. Geologisk rammeverk

Vøring marginen er en av flere passiv marginer i østlige deler av Nord-Atlanteren. Marginen er en del av den Eurasiske platen, mens marginene på vestsiden av Nord-Atlanteren tilhører den Nord-Amerikanske platen (Marshak, 2001). For å forstå utviklingen av Vøring marginen er det viktig å forstå utviklingen av hele området mellom Norge og Grønland. Derfor starter dette kapitlet med et kort sammendrag av utviklingen til Norske-Grønlandshavet. Deretter kommer det litt generelt om Vøring marginen. Til slutt oppsummeres den geologiske utviklingen av marginen.

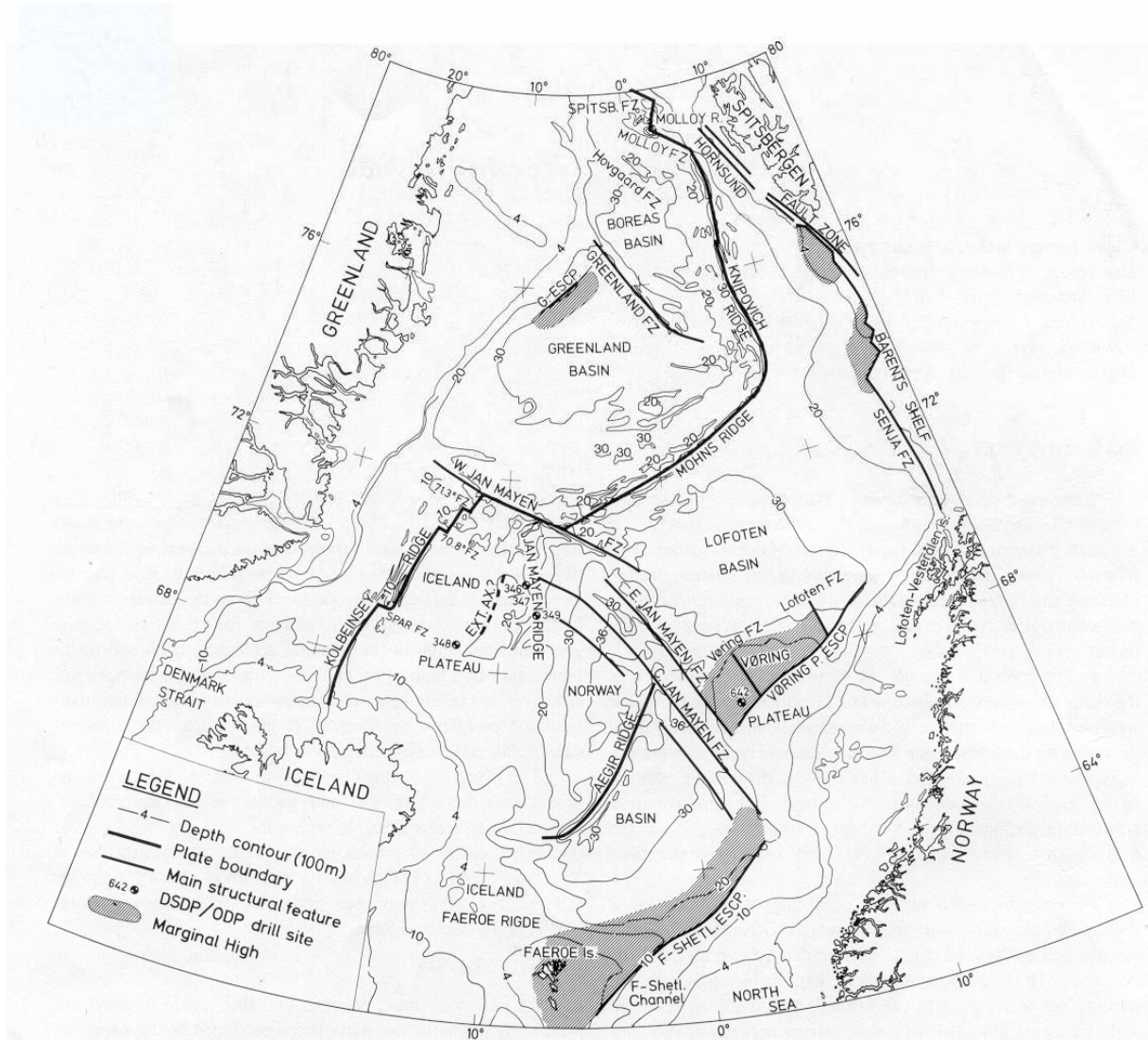
### 2.1. Utviklingen av Norske-Grønlandshavet

Norske-Grønlandshavet (figur 2.1) er det dype havområdet som er avgrenset i sør av de grunne områdene langs Grønland-Færøy-ryggen og i nord av Hornsundforkastningssonen og Senja bruddsone (Eldholm et al., 1990; Martinsen og Nøttvedt, 2007). Havområdet er relativt ungt og har gjennomgått en kompleks geologisk utvikling.

Dannelsen av Norske-Grønlandshavet er et resultat av en utvikling som startet allerede med kollapsen av den Kaledonske fjellkjeden i Devon. Fra kollapsen av Kaledonidene og frem til starten av Tertiær var området mellom Norge og Grønland preget av kontinental ekstensjon (Hinz et al., 1993) (figur 2.2).

Kontinental oppsprekking og påfølgende havbunnsspredning i sørlige deler av havområdet startet mellom magnetisk anomali 24 og 25, for ca. 55 millioner år siden (Talwani og Eldholm, 1977). Under kontinental oppsprekking var det høy magmatisk aktivitet og store mengder ekstrusiver og intrusiver ble dannet i ytre deler av kontinentalmarginene. I tillegg var den første dannede havbunnsskorpen vesentlig tykkere enn normal havbunnsskorpe (Mutter og Zehnder, 1988). Den intense magmatiske aktiviteten døde ut 3-6 millioner år etter oppsprekkingen, og fra denne tiden ble det dannet havbunnsskorpe med relativt normal tykkelse (Hinz et al., 1993; Mjelde et al., 2008a). Magmatismen som fant sted under oppsprekkingen blir som regel knyttet til rifting over en astenosfære med høyere temperaturer

enn normalt (White og McKenzie, 1989; Skogseid et al., 1992). Zehnder et al. (1990) hevder at småskala konveksjon i mantelen og kan ha bidratt til utbredt magmatisme ved kontinental oppsprekking.

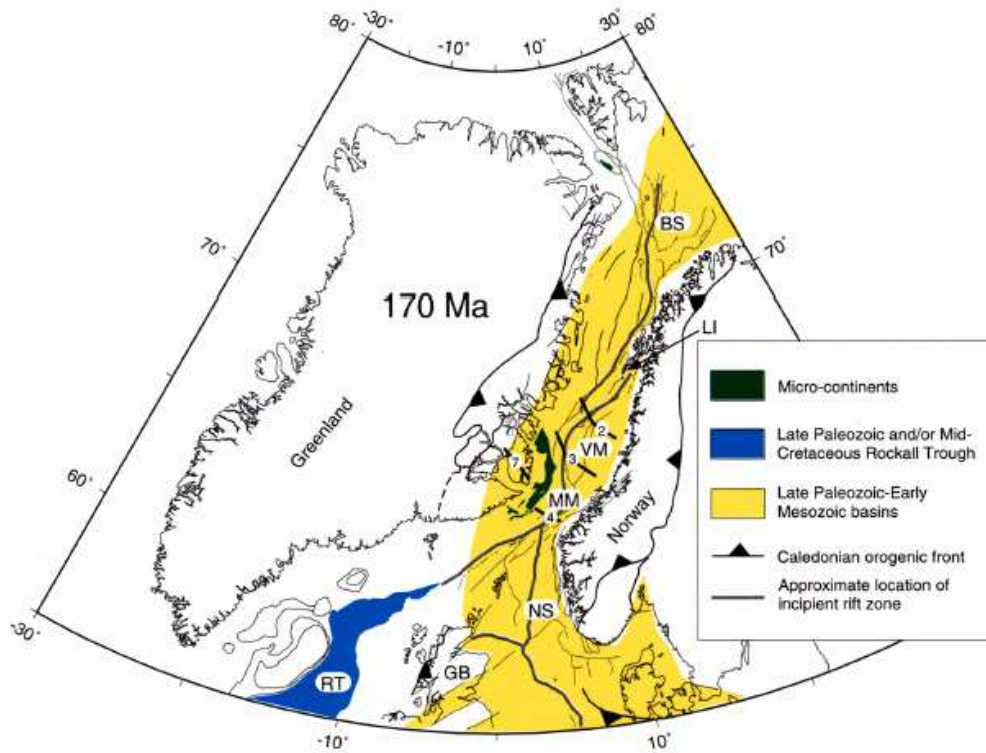


Figur 2.1: Norske-Grønlandshavet med viktige geologiske trekk (Eldholm et al., 1990).

Hagevang et al. (1983) skriver at plategrensene mellom Jan Mayen-bruddsonen og Senjabruddsonen var ustabile frem til anomali 23. Dette kan forklare hvorfor det eksisterer forskyvninger i de eldste magnetiske anomaliene og ikke de nyere anomaliene mellom disse bruddsonene. Slike forskyvninger i anomaliene på den eldste havbunnsskorpen kan observeres ved for eksempel Gleipnebruddsonen og Bivrostbruddsonen (figur 2.4).

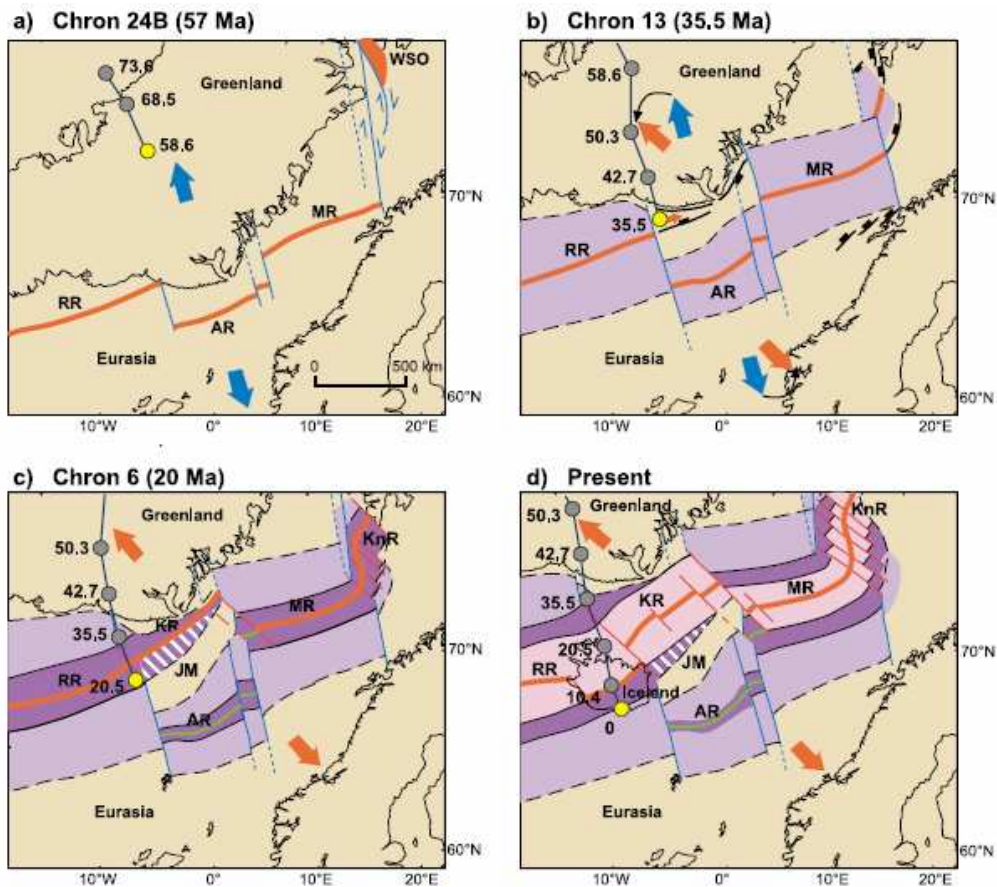
Fra den kontinentale oppsprekkingen og frem til for ca. 35 millioner år siden foregikk havbunnsspredningen langs Ægirryggen og Mohnsryggen. Spredningen hadde da en NNV-

SSØ orientering (figur 2.3). Den nordlige enden av Mohnsryggen var knyttet til Gakkelryggen nord for Svalbard ved en kontinental transformforkastningssone som bestod av Senjaforkastningssonen, Hornsundforkastningssonen og Grønlandforkastningssonen (Lundin og Dore, 2002).



Figur 2.2: Figuren viser hvordan området mellom Norge og Grønland kan ha sett ut for 170 millioner år siden. Hele området var preget av intrakontinentale riftbassenger (Skogseid et al., 2000).

Ved anomali 13, eller tidlig Oligocen, skiftet spredningen retning til NV-SØ (Lundin og Dore, 2002). Dette ser man ved å sammenligne orienteringen til bruddsonene på gammel havbunnskorpe med orienteringen til bruddsoner på ny havbunnskorpe, som for eksempel østlige Jan Mayen-bruddsone og vestlige Jan Mayen-bruddsone (figur 2.1). Flere forskere mener forandringen i sprederetningen var et resultat av at Grønland ble en del av den Nord-Amerikanske Platen da havbunnsspredningen i Labradorhavet stoppet opp (for eksempel Eldholm et al., 1990). Endringen i relativ platebevegelse førte til kontinental ekstensjon mellom nordøstlige Grønland og Svalbard, og påfølgende havbunnsspredning langs Knipovichryggen (Eldholm et al., 1990). Dette området hadde tidligere vært dominert av skjærbevegelse og transpresjon, noe som førte til dannelsen av folde- og skyvebeltet på vest Spitsbergen i starten av Tertiær (Harland et al., 1969).



Figur 2.3: Utviklingen av Norske-Grønlandshavet fra kontinental oppsprekking og frem til i dag (Lundin og Dore, 2002). RR=Reykjanesryggen, AR=Ægirryggen, MR=Mohnsryggen, WSO = Vestre Spitsbergen Orogenese, KR = Kolbeinseyryggen, KnR = Knipovichryggen, JM = Jan Mayen mikrokontinent. De blå pilene viser sprederetning før 35 millioner år siden, mens røde piler viser sprederetning fra 35 millioner år siden og frem til i dag. Den gule sirkelen viser plasseringen til den Islandske hot-spot ved ulike tidspunkter (hot-spot plasseringer er fra Torsvik et al., 2001).

Rundt anomali 7 døde Ægirryggen ut og spreddeaksen sør i havområdet hoppet vestover (Talwani og Eldholm, 1977). Ægirryggen ble da stående igjen som et topografisk relieff som representerer en utdødd sprederygg. Talwani og Eldholm (1977) foreslo at det eksisterte en intermediær spreddeakse rett vest for Jan Mayen ryggen mellom anomali 7 og anomali 5, og at aksene hoppet videre til dagens Kolbeinsey rygg rundt anomali 5. Andre forfattere mener spreddeaksen hoppet direkte fra Ægirryggen til dagens Kolbeinsey rygg (Kodaira et al., 1998a). Kolbeinseyryggen ble bundet sammen med Mohnsryggen via Jan Mayen-bruddsonen for ca. 25 millioner år siden (Mjelde et al., 2008a). Jan Mayen mikrokontinent var trolig en del av østlige Grønland før det ble brutt av da spreddeaksen skiftet plass og ble plassert under østkysten av Grønland (Eldholm et al., 1990; Kodaira et al., 1998c). Sprederyggene nord for

Jan Mayen-bruddsonen ser ut til å ha vært relativt stabile siden havbunns-spredningen startet, uten noen store hopp i plasseringen til sprederyggen.

## **2.2. Generelt om geologien på Vøring marginen**

Vøring marginen er en passiv kontinentalmargin utenfor kysten av Midt-Norge. Marginen strekker seg fra Jan Mayen-lineamentet i sørvest til Bivrostlineamentet i nordøst og fra kontinent-osean grensen i nordvest til det norske fastlandet i sørøst. I nordøst grenser marginen til Lofoten-Vesterålen marginen og i sørvest til Møre marginen (Brekke, 2000) (figur 2.4).

Vøring marginen er en typisk vulkansk margin. En kontinentalmargin betegnes som vulkansk dersom det eksisterer sjøhellende reflektorer av basaltisk materiale på ytre deler av marginen og/eller et legeme med høye seismiske hastigheter i nedre skorpe tolket som magmatisk underplating (Eldholm et al., 1995). På Vøring marginen er det kartlagt både sjøhellende reflektorer (Eldholm et al., 1987) og en nedre skorpe med høye hastigheter (Mjelde et al., 1997). I tillegg inneholder sedimentene i ytre deler av Vøringbassenget betydelige mengder mafiske sill intrusjoner (Berndt et al., 2000).

De relativt grunne områdene på 1000-1500 meters vanddyb som strekker seg nordvestover fra ca. 66,5 grader nord kalles Vøringplataet. Plataet er omgitt av vesentlig dypere områder i nordøst og sørvest (figur 4.7A). Tilstedeværelsen av Vøringplataet gjør at Vøring marginen avviker fra lærebokseksempelet på passiv marginer, hvor de grunne områdene på kontinentalsokkelen er atskilt fra dyphavsslettene ved en kontinuerlig kontinentalskråning. På Vøring marginen blir kontinentalskråningen brutt av Vøringplataet på 1000-1500 meters vanddyb (Eldholm et al., 2002). Dette plataet fortsetter så opptil 150 kilometer mot nordvest før det blir brutt av en ny skråning som bringer havbunnen ned på dyphavsslettene.

Vøring marginen kan grovt sett deles inn i 3 deler: Trøndelagsplattformen, Vøringbassenget og Vøringrandhøgda (Brekke, 2000). Figur 2.5 viser disse tre delene ved hjelp av et representativt skorpeprofil som krysser Vøring marginen.

Trøndelagsplattformen utgjør den østlige delen av Vøring marginen. Her er sedimentpakkene generelt tynnere enn i bassengområdene lenger vest og den krystallinske skorpen ligger relativt grunt. Det eksisterer imidlertid noen betydelige bassenger av pre-kritt alder på plattformen.

I de sentrale delene av marginen ligger Vøringbassenget, avgrenset av Vøringskrenten i nordvest og forkastningssystemene som danner den vestlige grensen til Trøndelagsplattformen i sørøst. Her finnes mektige sedimentpakker, stedvis oppimot 15 kilometer tykke (Raum et al. 2006). Midt i bassenget ligger Flesforkastningskomplekset, som strekker seg parallelt med bassengaksen hele veien fra Jan Mayen-lineamentet til Bivrostlineamentet og deler Vøringbassenget i en østlig og en vestlig del (Ren et al., 2003). Den østlige delen består av Råsbassenget i sør og Trænbassenget i nord. Den vestlige delen består av Vigridsynklinalen, Gjallarryggen og Fenrisgrabenen i sør og Någrindsynklinalen, Nykhøyden og Helgrabenen i nord (figur 2.4).

I bassenget er det tolket flere lineamenter. Surtlineamentet, som ligger i den nordlige halvdelen av bassenget, utgjør en viktig tektonisk grense (Brekke, 2000). Rånlineamentet og Gleipnelineamentet er de to andre viktige lineamentene (Mjelde et al., 2003). Flere av disse kan korreleres med Kaledonske skjærsoner på det norske fastlandet som ble dannet da den Kaledonske fjellkjeden kollapset (Ebbing et al., 2006).

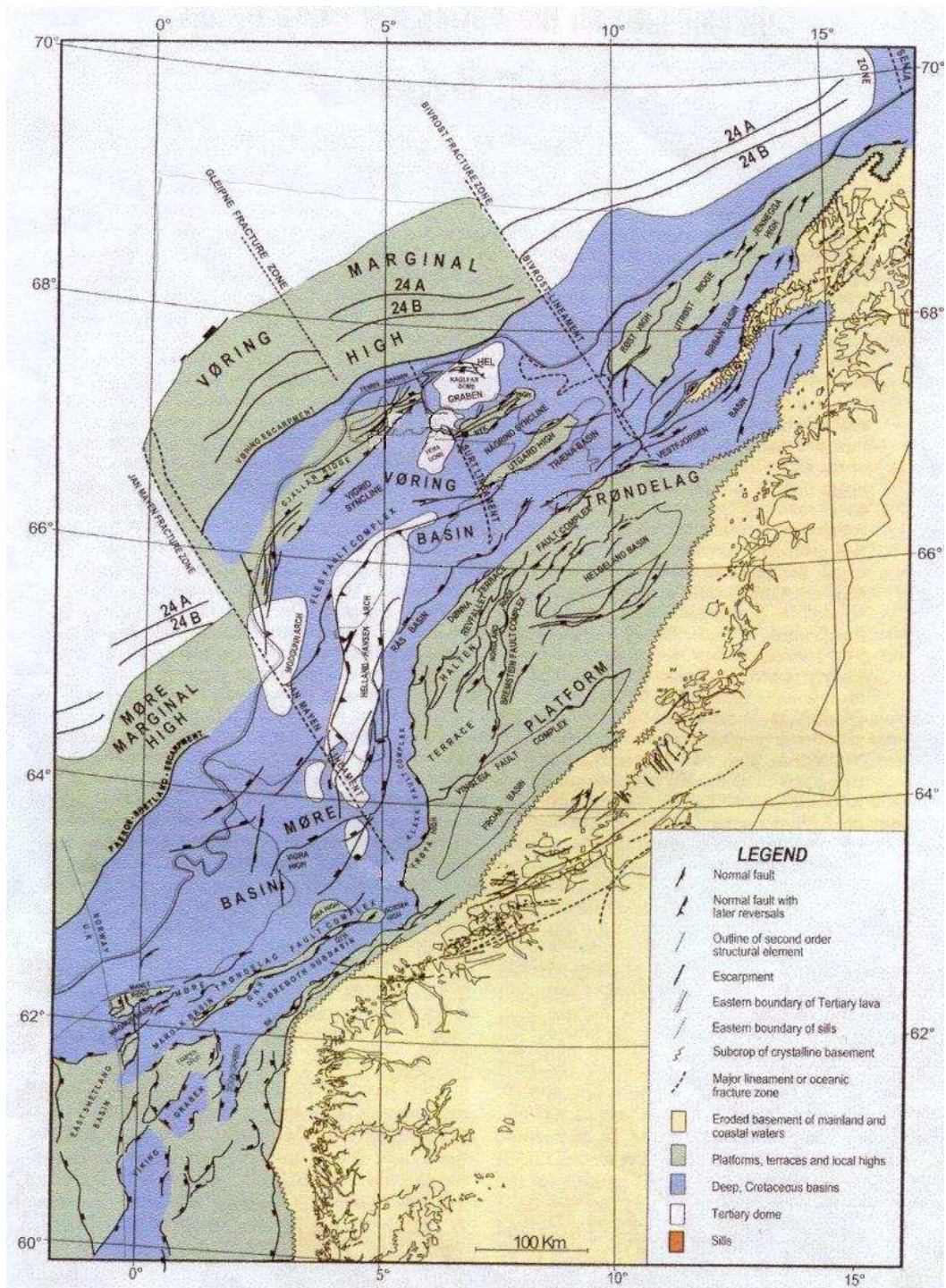
I bassenget eksisterer det flere Tertiære domestrukturer som er godt definert på midt-Miocen reflektoren (Blystad et al., 1995). De viktigste er Helland-Hansen-hvelvet, Modgunnhvelvet, Vemadomen og Naglfardomen.

De nordvestlige delene av bassenget inneholder store mengder magmatisk materiale både som ekstrusiver og som intrusjoner i de sedimentære bergartene. Nedre deler av skorpen i ytre deler av bassenget har høye seismiske hastigheter ( $V_p > 7,1$  km/s). De høye hastighetene er ofte blitt tolket som mafisk materiale (underplating) avsatt ved kontinental oppsprekking (for eksempel Mjelde et al., 2001). En annen tolkning er at høyhastighetslegemet stedvis kan representere granulitt/eklogitt facies metamorfe bergarter (Gernigon et al., 2006).

Høyhastighetslegemet strekker seg lengst inn i bassenget mellom Rånlineamentet og Surtlineamentet. Nordøst for Surtlineamentet hopper legemet lenger mot kontinent-osean grensen, mens det ser ut til at den kontinentale skorpen nordøst for Bivrostlineamentet ikke



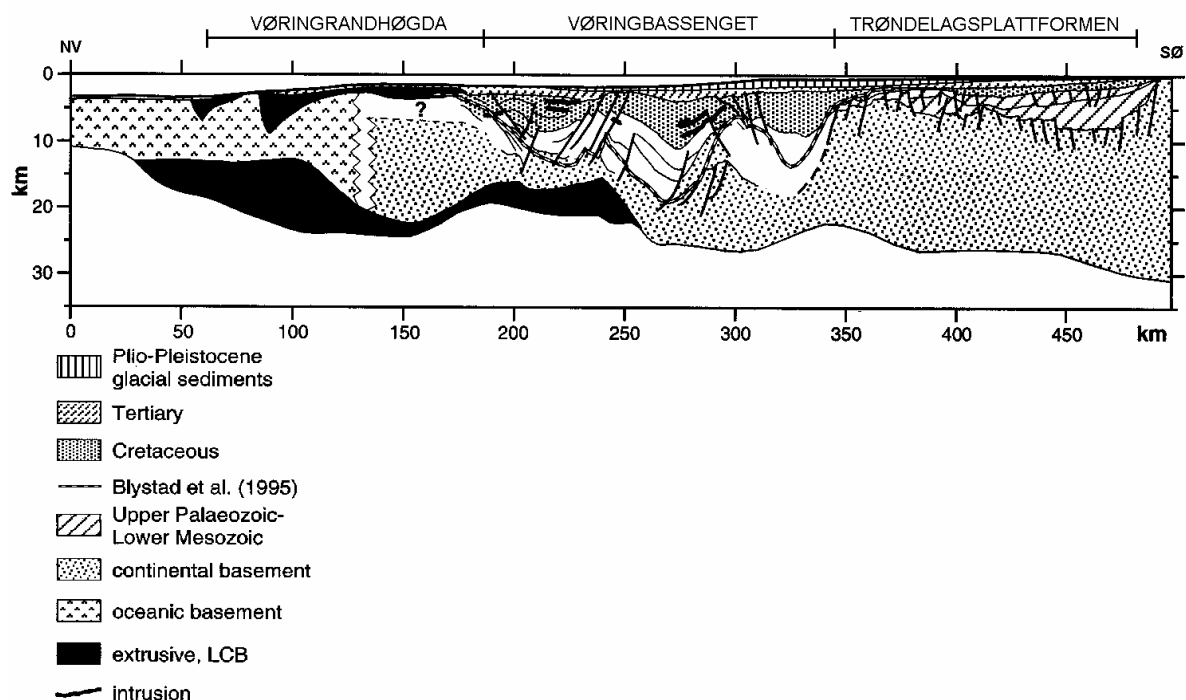
har slike høye hastigheter i nedre skorpe. Sørvest for Rånlinament er det et lite tegn til høyhastighetslegemet på landsiden av kontinent-osean grensen (Mjelde et al., 2003). Kodaira (1998b) foreslår at Bivrostlineamentet utgjør den nordlige grensen til høyhastighetslegemet og at reduksjonen i hastigheten til nedre skorpe mot nordøst er et resultat av en økende avstand fra Islandplumen og dermed mindre mengder smelte.



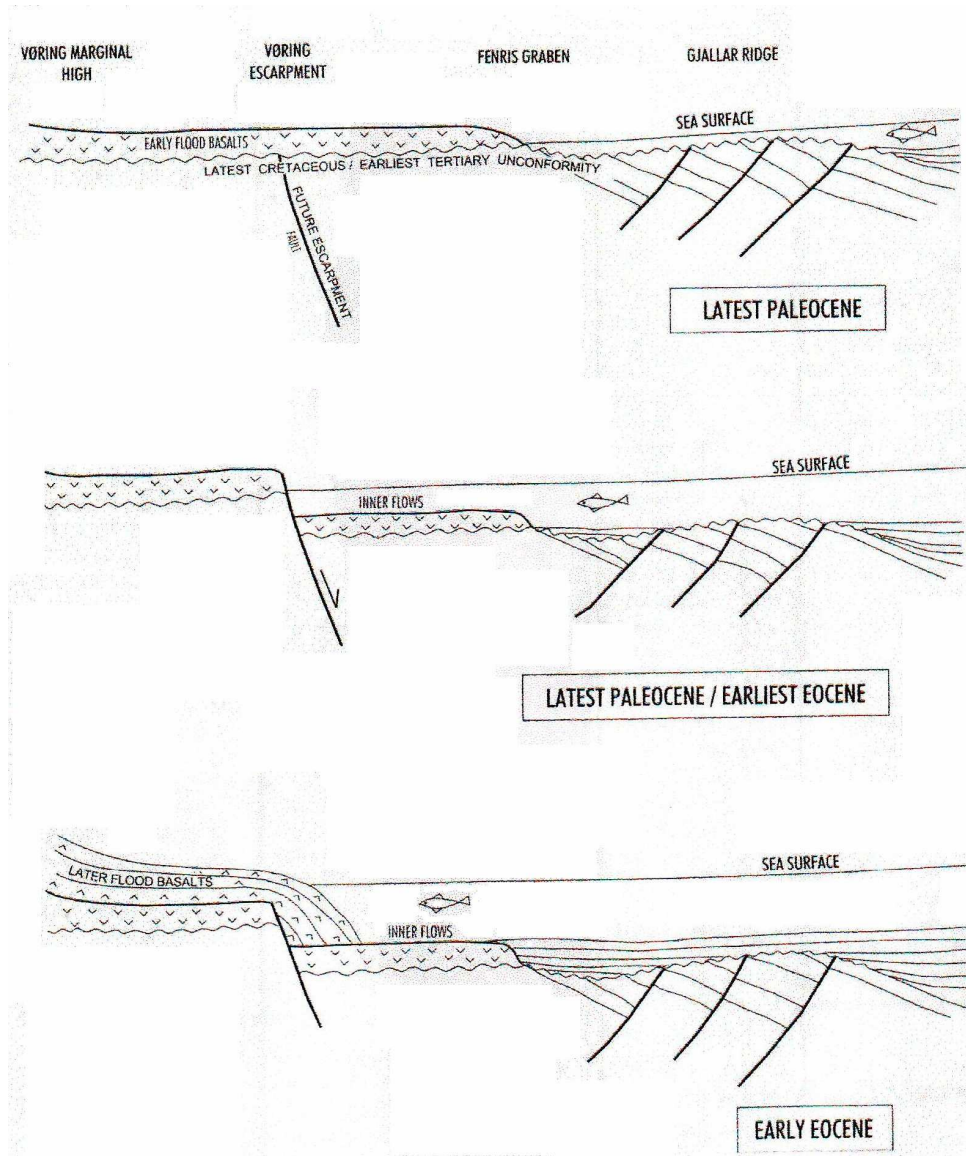
Figur 2.4: Vøring marginen med viktige geologiske trekk (modifisert fra Brekke 2000).

Vøringskrenten er en av de viktigste geologiske strukturene på marginen. Strukturen er en kombinasjon av forkastningsaktivitet og en lavafront. Figur 2.6 viser hvordan Brekke (2000) ser for seg dannelsen av skrenten.

Den vestlige delen av Vøring marginen, områdene vest for Vøringskrenten, kalles Vøringrandhøgda. Området inneholder tynnere sedimentpakker enn området øst for Vøringskrenten og sedimentene er trolig sterkt intruderte. Typisk for området er ekstrusive magmatiske bergarter som ligger under et tynt lag av Tertiære sedimenter (for eksempel Mjelde et al., 2005). Et annet karakteristisk trekk er tilstedeværelsen av sjøhellende reflektorer som kan registreres på refleksjonsseismikk. Disse reflektorene er studert i borekjerner og man har kommet frem til at de består av basaltisk materiale som er resultat av sykliske vulkanske strømmer under kontinental oppsprekking (Skogseid og Eldholm, 1989). På randhøgda ligger kontinent-osean grensen hvor skorpen forandrer seg fra intrudert kontinentalskorpe til en fortykket oseanskorpe.



Figur 2.5: Representativt skorpeprofil over Vøring marginen. Blystad et al. (1995) linjen viser en alternativ tolkning av bunn kritt reflektoren (modifisert fra Eldholm et al., 2002).



Figur 2.6: En modell for dannelsen av Vøringkrenten (Brekke, 2000).

### 2.3. Vøring marginens geologiske historie

Vøring marginen har gjennomgått flere strekningsepisoder fra kollapsen av den Kaledonske fjellkjeden i Devon til havbunnsbredningen i Nord-Atlanteren startet i overgangen mellom Paleocen og Eocen (ca. 55 millioner år siden).

Pre-Kritt historien til marginen er, med unntak av på Trøndelagsplattformen, dårlig kartlagt. Grunnen til dette er at de enorme Kritt og Kenezoikum pakkene i Vøringbassenget gjør det

vanskelig å kartlegge hva som ligger under Bunn Kritt reflektoren. I tillegg er det uenighet om plasseringen av denne reflektoren (Eldholm et al., 2002) (figur 2.5).

I de østlige delene av marginen, områdene som i dag utgjør Trøndelagsplattformen, var strekningen størst i Karbon-Perm (Brekke, 2000). De store ekstensjonsforkastningene som ble dannet under denne rifteperioden var og aktive gjennom store deler av Trias. Her finnes flere bassenger som inneholder sedimentære bergarter av Perm og Trias alder, for eksempel Frobassenget og Helgelandsbassenget. Senere flyttet riftingen seg vestover, og lite strekning fant sted på Trøndelagsplattformen etter Trias (Brekke, 2000).

Pre-Kritt sedimenter opptil 10 kilometer tykke er tolket i sørvestlige deler av Vøringbassenget (Raum et al., 2006). Disse pakkene er blitt koblet opp mot Sen-Paleozoiske og Mesozoiske rift-bassenger nordøst på Grønland som ble dannet ved rifting i Sen Devon-Tidlig Karbon, Sen Karbon, Tidlig Perm og Tidlig Jura. Dette kan bety at riftingen i Vøringbassenget startet allerede med kollapsen av Kaledonidene i slutten av Devon.

Dannelsen av det dype Vøringbassenget vi ser i dag er hovedsakelig et resultat av 3 tektoniske episoder; fra sen Midt-Jura til Tidlig Kritt, fra Sen Kritt til slutten av Paleocen og fra slutten av Paleocen frem til i dag (Brekke, 2000; Ren et al., 2003).

Flesforkastningskomplekset ble trolig dannet under den første av disse episodene, ved strekning i slutten av Jura. Rås- og Trænbassenget ble da utviklet som dype deposentre mellom Flesforkastningskomplekset og terrasseområdene i øst. Uenighet i plasseringen av bunn Kritt reflektoren gjør at det er delte meninger om hvordan områdene vest for Flesforkastningskomplekset så ut på denne tiden. Brekke (2000) hevder at området var et bredt tidlig Kritt basseng noe grunnere enn bassengene i øst, dannet ved termal innsynkning etter strekning. Han plasserte den vestlige grensen til dette bassenget i nærheten av området som utgjør dagens Vøringkrenten. Andre forfattere har argumentert for en regional høyde mellom de dype bassengene øst for Flesforkastningskomplekset og grunnere bassenger lokalisert i nærheten av dagens Gjallarrygg (Skogseid and Eldholm, 1989; Skogseid et al., 1992) (figur 2.7).

Etter strekningen i sen Jura-tidlig Kritt fulgte en lang episode med termal innsynkning og lite tektonisk aktivitet (Færseth og Lien, 2002). Dette førte til en innfylling av bassengene og

utjevning av relieffene som ble dannet under strekningen i Sen Jura - Tidlig Kritt. Enkelte forskere hevder imidlertid at strekning også fant sted i midtre Kritt (for eksempel Dore et al., 1999).

Brekke (2000) mener at Sen Kritt-Paleocen strekningen startet i Sen Cenoman-Tidlig Turon, med en akselererende strekning i Campan. Ren et al. (2003) hevder denne strekningsperioden ikke startet før i midt-Campan. Strekningen var sentrert i de vestlige delene av bassenget og områdene vest for Vøringskrenten. Lavvinklede normalforkastninger kjennetegner denne episoden. Modellering tyder på at litosfæren under Vøringbassenget var sterkere enn områdene lenger vest i slutten av Kritt og at dette var grunnen til at strekningen migrerte vestover (van Wijk et al., 2004). Ifølge Brekke (2000) har områdene nord for Surtlineamentet en tykkere post-Cenoman pakke enn områdene i sør. Dette kan bety at Surtlineamentet var en viktig tektonisk grense på denne tiden og at områdene nord for lineamentet var deponentere. De regionale synklinalene og antyklinalene i bassenget ble trolig dannet ved folding i Campan-Maastricht (Brekke, 2000).

I slutten av Kritt og starten av Tertiær ble bassenget løftet opp og erodert. Opphevingen var størst i vestlige deler av bassenget og mindre viktig i østlige deler. Skogseid (1992) mente at denne regionale landhevningen var et resultat av en stigende mantel plume. I Paleocen ble de høytliggende områdene, som Gjallarryggen og Nykhøyden, erodert og det ble avsatt Paleocen sedimenter i lavtliggende områder. Mjelde et al. (2003) beskriver strekningsperioden i Sen Kritt-Tidlig Tertiær ved hjelp av en delaminasjonsmodell der en detachementforkastning lokalisert ved Gjallarryggen og Nykhøyden førte til dagens konfigurasjon med en tykkere kontinentalskorpe på havsiden av Vøringskrenten enn i bassenget (figur 2.8).

I overgangen mellom Paleocen og Eocen, for ca. 55 millioner år siden, startet havbunnsbredningen og etter denne tid sank hele bassenget inn. Havbunnsbredningen førte til at spenningsregimet på marginen forandret seg fra et ekstensjonsregime til et område utsatt for svak kompresjon. Dette førte til dannelsen av de Tertiære domestrukturene som eksisterer i bassenget (Brekke, 2000). Vågnes et al. (1998) hevder hovedårsaken til denne kompresjonen var kompressive krefter fra den Alpine Orogenese, men at også "ridge push" krefter fra midthavsryggen har bidratt.

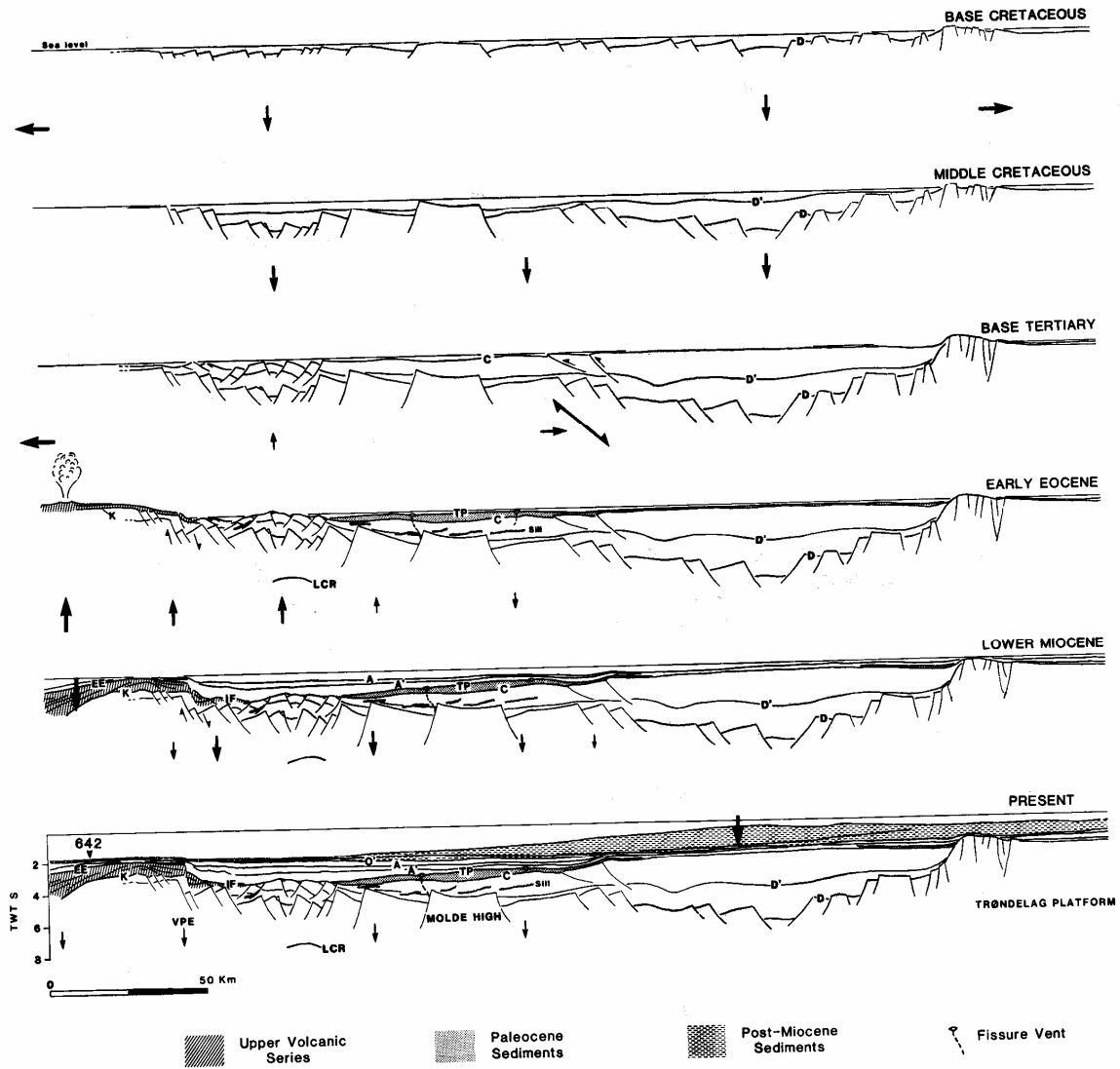
Kontinental oppsprekking var preget av høy magmatisk aktivitet. Det ekstrusive basaltlaget på Vøringrandhøgda og i ytre deler av Vøringbassenget ble dannet på denne tiden. I tillegg ble sedimentene i ytre deler av Vøringbassenget sterkt intruderte og nedre deler av den kontinentale skorpen ble muligens intrudert av tykke intrusjoner (underplating) (Mjelde et al., 2001). Den magmatiske aktiviteten tok slutt ca. 3-6 millioner etter oppsprekking (Ren et al., 2003; Mjelde et al., 2008a).

I Eocen ble Vøringkrenten dannet og Vøringbassenget ble strukturelt atskilt fra Vøringrandhøgda. Ekstrusivene øst for skrenten ("inner flows") ble da separert fra ekstrusivene på randhøgda (Brekke, 2000).

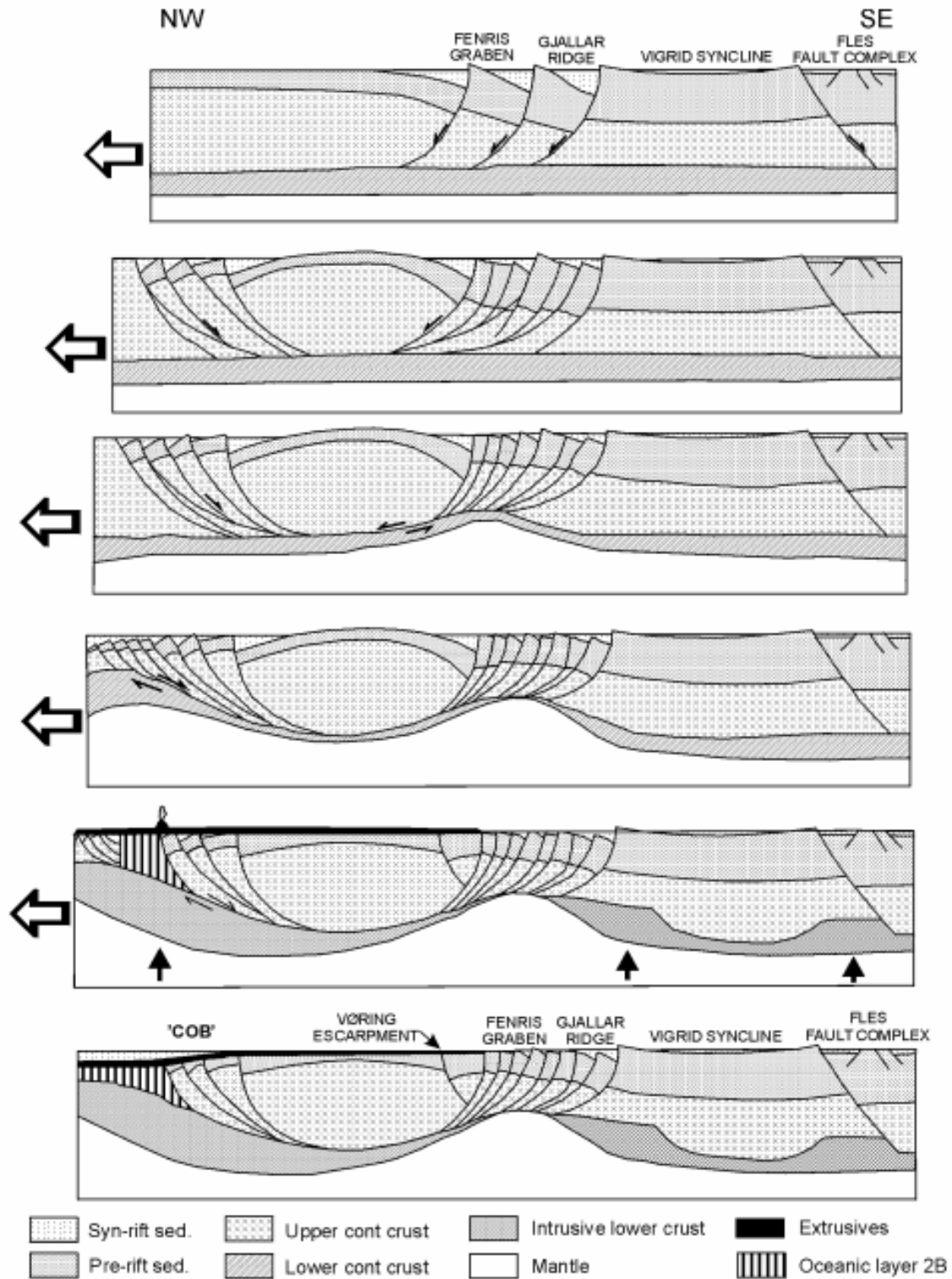
I Neogen ble det norske fastlandet løftet opp og erodert. Sammen med glasieringen på den nordlige halvkule førte dette til at store mengder Plio-Pleistocen sedimenter ble transportert ut på marginen og dagens eggakant ble dannet (Brekke, 2000).

Ifølge Brekke (2000) var Vøringrandhøgda det vestlig plattformområdet og sedimentkilde til Vøringbassenget gjennom hele Kritt, og at i Sen-Kritt ble og Fenris Graben og Gjallarryggen inkludert i denne vestlige plattformen som et resultat av oppløst av Vøringbassengets vestlige områder. Nyere OBS undersøkelser på marginen viser imidlertid at relativt tykke Pre-Kritt og Kritt pakker eksisterer opptil 30 km utenfor Vøringkrenten, noe som kan bety at området under ekstrusivene på randhøgda var en del av Vøringbassenget i store deler av Mesozoikum (Mjelde et al., 2005).

I figur 2.7 vises en modell for utviklingen av Vøring marginen fra starten på kritt og frem til i dag (Skogseid og Eldholm, 1987). I denne modellen eksisterer det en regional høyde mellom østlige og vestlige deler av Vøring bassenget i den første halvdel av Kritt.



Figur 2.7: Utviklingen av Vøringbassenget basert på en grunn tolkning av bunn kritt reflektoren i vest (Skogseid og Eldholm, 1989) . Pilene viser vertikale bevegelser og strekningsepisoder. VPE = Vøringkrenten, LCR = nedre skorpe reflektor.



Figur 2.8: Figuren illustrerer hvordan den siste strekningsperioden og dannelsen av kontinent-osean grensen kan beskrives ved hjelp av en delaminasjonsmodell. De tykke sorte pilene viser magmatiske injeksjonssentre (Mjelde et al., 2003).



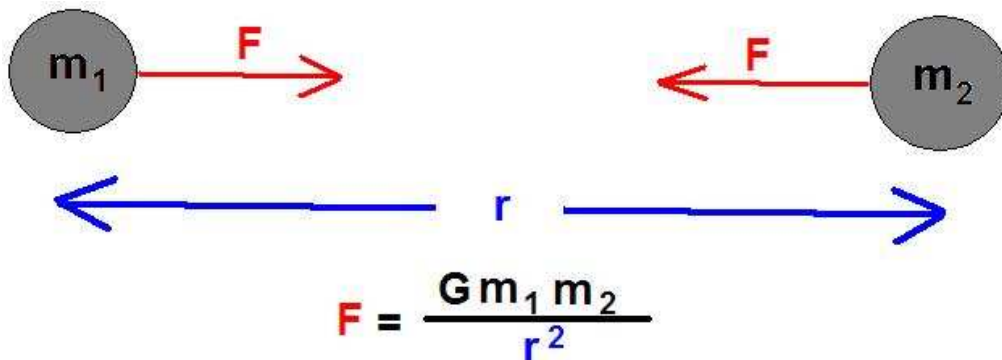
## 3. Gravimetrisk modellering

### 3.1. Generelt om gravimetrisk modellering

Utgangspunktet for gravimetrisk modellering er Newtons gravitasjonslov. Denne loven sier at alle objekter med en masse trekker med en kraft  $F$  på andre masser (figur 3.1). Denne kraften er en funksjon av massene til objektene og avstanden mellom dem:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

Her er  $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$  den universielle gravitasjonskonstanten,  $m_1$  og  $m_2$  er massene til objektene som kraften virker mellom og  $r$  er avstanden mellom objektene.  $m_1$  drar på  $m_2$  med kraften  $F$  og tilsvarende drar  $m_2$  på  $m_1$  med samme kraft. Enheten for gravitasjonskraft er Newton (N).



Figur 3.1: Newtons gravitasjonslov og en illustrasjon av parametrene som inngår i loven.

I gravimetrisk modellering er det ikke gravitasjonskraften som modelleres, men tyngdeakselerasjonen. Dette er akselerasjonen et objekt med masse  $m_1$  får som et resultat av gravitasjonskraften fra jordkloden:

$$g = \frac{F}{m_1}$$

Tyngdeakselerasjonen har enheten  $\text{m/s}^2$ , som er SI enheten for akselerasjon. Forandringene i tyngdeakselerasjon mellom ulike punkter på jordoverflaten er veldig små. Derfor brukes som regel enheten mGal i gravimetrisk modellering. 1mGal tilsvarer  $10^{-5} \text{ m/s}^2$ .

Hadde jordkloden vært en homogen kule ville tyngdeakselerasjonen vært like stor alle steder på jordoverflaten. Siden jorda har en form som ligner mer på en ellipse, roterer og har en ujevn fordeling av masse vil tyngdeakselerasjonen variere fra sted til sted på jordoverflaten. Det er den ujevne massefordelingen i litosfæren som er av interesse i gravimetrisk modellering. Derfor fjernes effektene av jordens elliptiske form og jordrotasjonen i prosesseringen av de innsamlede tyngdedata. Når feltet fra referanseellipsoiden trekkes fra de observerte dataene og justeres til overflaten av geoiden sitter vi igjen med det som kalles friluftsanomalier (Fowler, 1990). Det er som regel disse anomaliene man forsøker å gjenskape i den gravimetriske modelleringen.

### **3.2. Gravimetrisk forovermodellering**

Gravimetrisk forovermodellering er den vanligste måten å utføre gravimetrisk modellering på. Slik modellering gjøres ved å ta utgangspunkt i en startmodell for geologien i området som skal modelleres. Denne startmodellen lages ved å bruke ulike data som er tilgjengelig, for eksempel seismiske data, borehullsdata eller geologiske felldata. Kvaliteten på modellen øker som en funksjon av tilgjengelig datamengde. Ofte antas det at alt under Moho har en konstant tetthet og at forandringer i tyngdeakselerasjon kun er relatert til ulike massefordelinger i skorpen. I enkelte tilfeller modelleres det og med tetthetsvariasjoner i mantellitosfæren. Alt under litosfæren antas da å ha samme tetthet (for eksempel Breivik et al., 1999).

Etter at en geologisk modell er bygd blir hvert lag gitt en fornuftig tetthet. Denne tettheten kan komme fra for eksempel seismiske hastigheter (se kapittel 3.6) eller borehullsdata. Tyngdefeltet fra denne modellen blir så regnet ut ved å bruke en passende algoritme. Dette feltet blir så sammenlignet med målte tyngdedata (observerte data). Hvis det eksisterer forskjeller mellom observert og kalkulert felt må modellen endres slik at man oppnår en bedre overensstemmelse. Det er to måter å forandre modellen på; man kan forandre tettheter og/eller man kan forandre laggeometri. De ulike stegene i gravimetrisk forovermodellering kan oppsummeres i 4 punkter (Kearey et al., 2002):

1. Bygg en fornuftig geologisk modell (med tettheter). Bruk alle tilgjengelige data.
2. Velg en passende algoritme og beregn tyngdefeltet fra modellen.
3. Sammenlign det kalkulerede feltet med observerte data (som regel friluftsanomalier).
4. Forandre modellen (tettheter og/eller laggeometri) for å oppnå et bedre samsvar mellom kalkulert og observert felt. Gjenta så punkt 2-4 frem til et tilfredsstillende resultat er oppnådd.

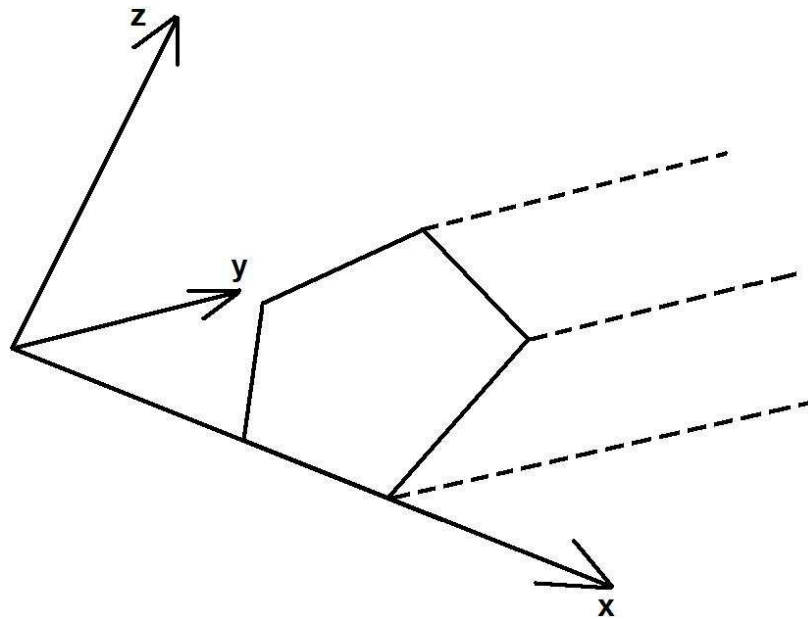
Det er viktig å merke seg at gravimetrisk modellering ikke gir en unik løsning. Uendelig mange kombinasjoner av tettheter og laggeometrier kan gi det samme kalkulerede feltet. Det gjelder derfor å oppnå et resultat som er så geologisk sannsynlig som mulig og som samtidig sammenfaller best mulig med det observerte feltet.

Algoritmene som brukes for å regne ut gravitasjonen fra en geologisk modell kan deles inn i to hovedgrupper; algoritmer for 2D modellering og algoritmer for 3D modellering. Disse er beskrevet i de to neste kapitlene.

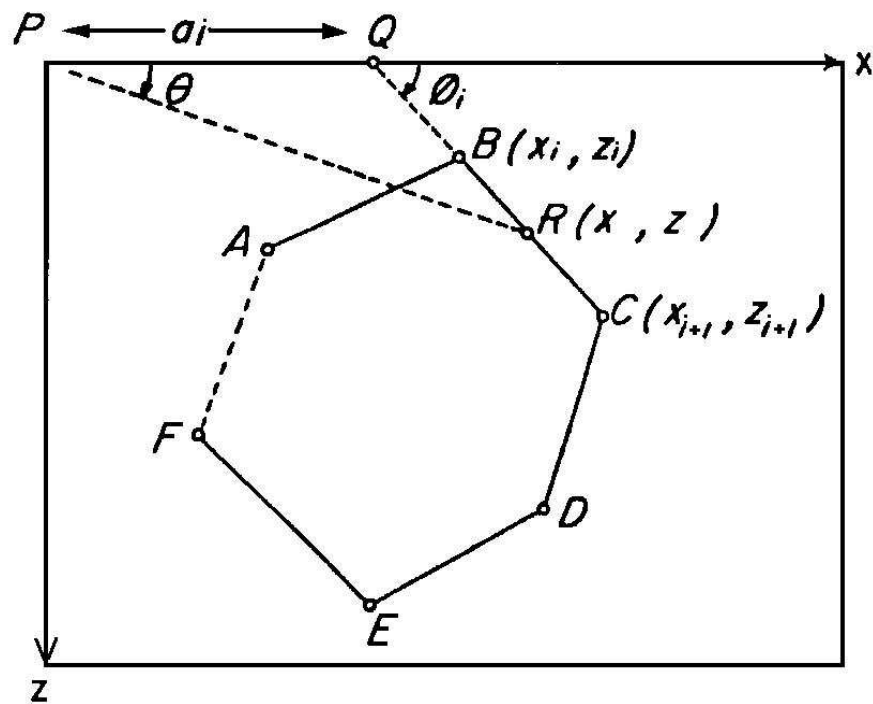
### **3.3. 2D gravimetrisk modellering**

I gravimetrisk modellering er et todimensjonalt legeme et legeme som forandrer seg i en retning mens det forholder seg konstant i den perpendikulære retningen. Figur 3.2 viser en skisse av et todimensjonalt legeme.

Tyngdefeltet over et todimensjonalt legeme kan kalkuleres på ulike måter. Den mest brukte er polygonmetoden beskrevet av Talwani et al. (1959). Her tilnærmes det todimensjonale legemet til et polygon. Nøyaktigheten på tyngdefeltet som regnes ut ved hjelp av denne metoden vil være en funksjon av hvor likt polygonet er det geologiske laget. Alle todimensjonale legemer kan beskrives ved hjelp av et polygon dersom antall sider i polygonet er stort nok.



Figur 3.2: I 2D modellering antas det at laggeometrien kun forandrer seg langs modellingsprofilen (x-z planet på figuren) mens den er konstant perpendikulært på profilet (y retning på figuren).



Figur 3.3: Skisse av et polygon ABCDEF og parametrene som er brukt i polygonmetoden (Talwani et al., 1959).

Figur 3.3 viser et todimensjonalt legeme, ABCDEF, som ligger i xz-planet. Hvis punktet P er origo i koordinatsystemet kan vertikalkomponenten til gravitasjonen i dette punktet finnes ved hjelp av formelen:

$$2G\rho \oint z d\theta$$

Her er  $G$  den universielle gravitasjonskonstanten og  $\rho$  er tettheten til polygonet.

Vi kan finne integralet over ved å regne ut integralet fra hver av sidene i polygonet og summere opp disse. For figuren over har vi at:

$$\oint z d\theta = \int_a^b z d\theta + \int_b^c z d\theta + \int_c^d z d\theta + \int_d^e z d\theta + \int_e^f z d\theta + \int_f^a z d\theta = Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4 + Z_5 + Z_6$$

Den generelle formelen for vertikalkomponenten til gravitasjonen fra et polygon med  $n$  sider i punktet  $P$  kan da skrives som:

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i$$

Hver av komponentene  $Z_i$  i det lukkede integralet kan finnes ved formelen:

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[ \theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log_6 \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right]$$

Hvor:

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i}, \quad \phi_i = \tan^{-1} \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i}, \quad \theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{z_{i+1}}{x_{i+1}}, \quad a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}}$$

Her er  $x_i$  og  $z_i$  startpunktet til et linjestykke i polygonet mens  $x_{i+1}$  og  $z_{i+1}$  er sluttpunktet til det samme linjestykket. Dette betyr at vi kan regne ut gravitasjonen fra et hvilket som helst todimensjonalt legeme dersom koordinatene til hjørnepunktene i polygonet er kjent.

I en geologisk todimensjonal modell vil hvert lag representere et polygon og vi kan finne den totale gravitasjonen fra modellen ved å summere gravitasjonen fra hvert av lagene.

### 3.4. 3D gravimetrisk modellering

2D gravimetrisk modellering er en nyttig geofysisk metode i mange tilfeller, men dersom geologien endrer seg raskt utenfor profilet som modelleres kan 2D modelleringen resultere i betydelige feil. Å modellere i 3D vil derfor gi et mer riktig bilde av undergrunnen.

I denne oppgaven er metoden beskrevet av Parker (1972) benyttet for å beregne gravitasjonen fra 3D-modellen:

$$F[\Delta g] = -2\pi G \exp(-|\vec{k}|z_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[\rho(\vec{r})h^n(\vec{r})]$$

Her er  $F[\Delta g]$  den Fouriertransformerte av den relative gravitasjonen fra en grenseflate,  $G$  er den universielle gravitasjonskonstanten,  $\rho(\vec{r})$  er tetthetskontrasten over grenseflaten i et gridpunkt,  $\vec{k}$  er bølgevektoren,  $z_0$  er havoverflaten og  $h(\vec{r})$  er topografien til grenseflaten. Rekka konvergerer raskt og derfor blir kun de første leddene i rekka brukt for de grunne grenseflatene. Dersom avstanden mellom  $z_0$  og grenseflaten er stor vil konvergensen være tregere og antall ledd i rekka må økes. Ved å ta den inverse Fouriertransformasjonen vil man få den relative gravitasjonen som grenseflaten skaper. Dette gjentas så for hver grenseflate i modellen og den totale relative gravitasjonen fra modellen oppnås ved å summere sammen bidragene fra de ulike grenseflatene.

### 3.5. Tettheter i litosfæren

Bergarters tetthet er en av de minst variable geofysiske størrelser. Bergartene i skorpen har vanligvis tettheter som varierer fra 1,6 g/cm<sup>3</sup> til 3,0 g/cm<sup>3</sup>, mens mantel bergarter har noe høyere tetthet. Tettheten til en bergart er en funksjon av flere variable, hvor mineralinnhold og porøsitet har størst betydning (Kearey, 2002).

For sedimentære bergarter er det porøsitet som har den største betydningen for tettheten.

Tettheten til en sedimentær bergart kan uttrykkes som (Austegard, 2003):

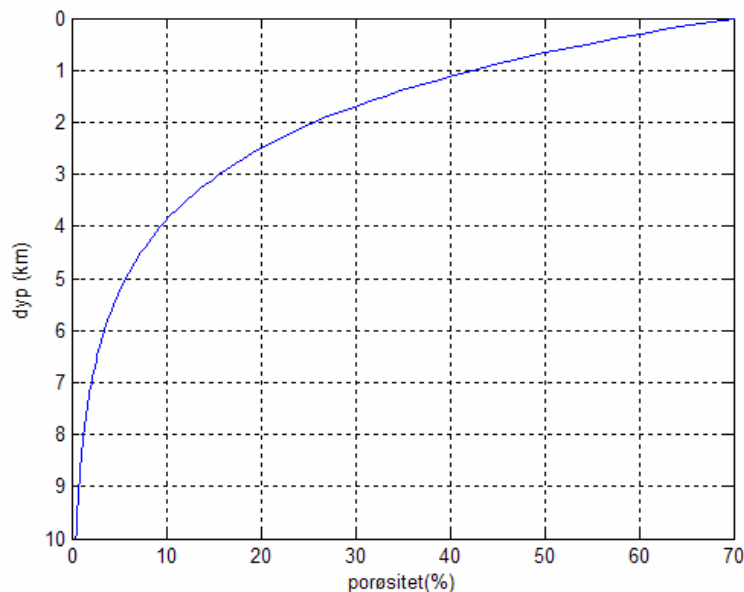
$$\rho = \phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_{ma}$$

Her er  $\rho$  tettheten til bergarten,  $\rho_{ma}$  er tettheten til det faste rammeverket (tettheten bergarten hadde hatt dersom porøsiteten var null),  $\rho_f$  er tettheten til fluidet som fyller porene og  $\phi$  er porøsiteten. Porøsiteten avtar med økende begravningsdyp på grunn kompaksjon når bergarten blir utsatt for stadig høyere omslutningstrykk. Athy (1930) lagde en formel som uttrykker porøsitet som en funksjon av begravningsdyp:

$$\phi = \phi_0 e^{-az}$$

Her er  $\phi_0$  porøsiteten sedimentene har ved avsetning og  $a$  er en parameter som er avhengig av litologi (kompaksjonsfaktoren). Figur 3.4 viser et eksempel på hvordan porøsiteten reduseres med økende dyp for en bergart som følger formelen over. Porøsiteten avtar raskest i øvre deler av skorpen og mindre når begravningsdypet blir stort. Dette medfører at tettheten øker raskest i øvre deler av skorpen.

Det er flere faktorer som gjør at porøsitetskurven avviker fra Athy's formel. Siden litologien som regel varierer nedover i bassenget vil kurven se forskjellig ut i de ulike lagene. Dersom porefluidene ikke skvises ut av bergartene på grunn av at fluidene er fanget av impermeable bergarter kan overtrykk resultere i at porøsiteten forblir høy selv på store dyp. Slike soner kan ha lavere tetthet enn bergarter som ligger på grunnere skorpenivåer.



Figur 3.4: Kurven viser hvordan en bergart som følger Athy's formel mister porøsitet med økende begravningsdyp. Her er  $\phi_0 = 0.7$  og  $a = 0.5$ .

Når begravningsdypet blir stort er porøsiteten svært lav og tettheten til bergarten blir hovedsakelig en funksjon av mineralinnhold.

Tabell 3.1 : Tettheter for de mest vanlige mineralene i litosfæren (verdier fra Nesse, 2000).

| <b>Mineral</b> | <b>Tetthet (g/cm<sup>3</sup>)</b> |
|----------------|-----------------------------------|
| Kvarts         | 2,65                              |
| K-Feltpat      | 2,54-2,63                         |
| Plagioklas     | 2,6-2,76                          |
| Muskovitt      | 2,77-2,88                         |
| Biotitt        | 2,7-3,3                           |
| Pyroksen       | 3,2-3,9                           |
| Amfibol        | 3,0-3,6                           |
| Olivin         | 3,22-4,39                         |
| Granat         | 3,1-4,2                           |
| Kalsitt        | 2,71                              |

I de fleste magmatiske- og metamorfe bergarter er porøsiteten lav i alle skorpenivåer. Tettheten i disse bergartene er derfor hovedsakelig en funksjon av mineralinnhold.

Den kontinentale krystallinske skorpen består for det meste av sure bergarter med en granittisk sammensetning. De dominerende mineralene er kvarts, alkalifeltpat og plagioklas. Disse mineralene har relativt lave tettheter (tabell 3.1) (Nesse, 2000). I gravimetrisk modellering er det vanlig å modellere den kontinentale krystallinske skorpen som et lag med en tetthet på 2,7-2,8 g/cm<sup>3</sup>, eller å dele den inn i en øvre skorpe og nedre skorpe der nedre skorpe har høyest tetthet. På grunne nivåer er det vanlig at krystallinske bergarter inneholder betydelige mengder mikrosprekker (Gardner et al., 1974). Disse sprekkene lukker seg etter hvert som omslutningstrykket øker nedover i skorpen. Derfor vil tettheten i den krystallinske skorpen også øke som en funksjon av dyp, men på langt nær så mye som i sedimentære bergarter.

Den oseanske skorpen består hovedsakelig av mafiske bergarter med basaltisk og gabbroisk sammensetning. De viktigste mineralene er pyroksener og plagioklas sammen med noe amfibol og olivin. Disse mineralene har vesentlig høyere tettheter enn mineralene som er



vanlig i den kontinentale skorpen (tabell 3.1). Gjennomsnittlig tetthet for oseansk skorpe er  $2,86 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$  (Carlson og Herrick, 1990). Det er blitt vanlig å dele inn oseansk skorpen i 3 hovedlag (Fowler, 1990). Lag 1 er et tynt sedimentlag som ligger over oseansk basement. Lag 2 er ekstrusiver og diabasganger med basaltisk sammensetning. På ung havbunnsskorpe er øvre deler av dette laget preget av høy porøsitet. Denne porøsiteten avtar hurtig med økende dyp og er tilnærmet lik null i bunnen av laget. Eldre havbunnsskorpe har lavere porøsitet i øvre deler av lag 2. Lag 3 er isotrop gabbro og kumulat grabbro dannet ved krystallisering av magmakammeret under midthavsryggen.

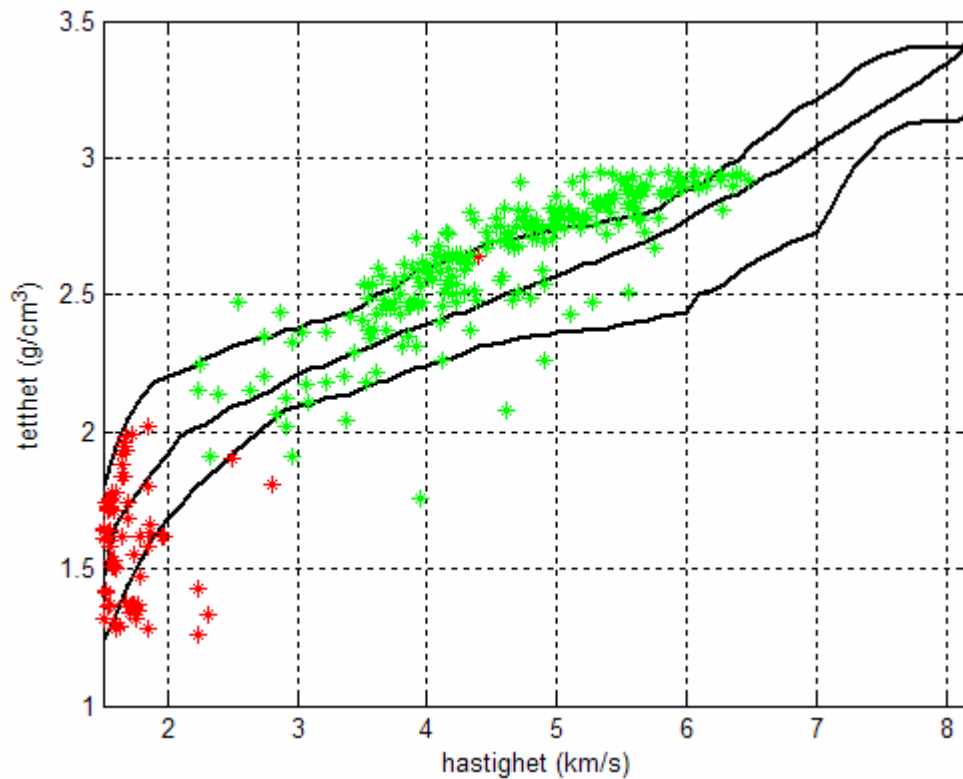
Mantelen består for det meste av ultramafiske bergarter, såkalte peridotitter. Olivin og pyroksen er de dominerende mineralene. Det er vanlig å anta en tetthet på ca.  $3,3 \text{ g/cm}^3$  for øvre del av mantelen.

### **3.6. Relasjoner mellom tetthet og seismisk hastighet**

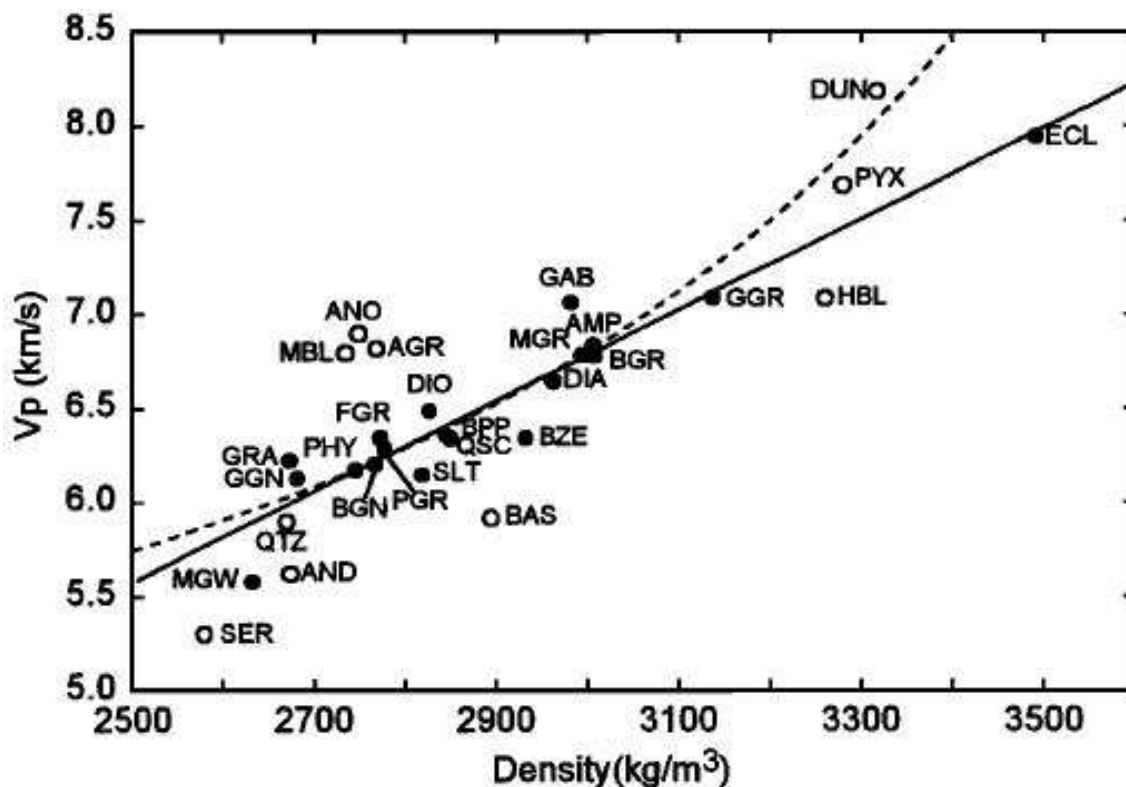
Det er publisert mange artikler som diskuterer forhold mellom seismisk hastighet og tetthet. Den mest brukte er antageligvis Nafe-Drake verdiene i Ludwig et al. (1970). Disse verdiene er oppnådd ved å måle hastighet og tetthet for en rekke bergartsprøver i laboratoriet. Basert på målingene har de regnet ut en gjennomsnittlig tetthet for en gitt seismisk hastighet. De fant også ut minimum og maksimum tetthet for en hastighet (figur 3.5). I figuren har jeg lagt inn brønndata fra ODP lokalitet 642 på ytre deler av Vøring marginen (Shipboard Scientific Party, 1987). De røde punktene viser tettheter og hastigheter i Tertiære sedimenter, mens de grønne punktene representerer basaltiske bergarter. Mange av brønndataene stemmer godt overens med Nafe-Drake verdiene, men flere ligger utenfor intervallet mellom maksimum og minimum verdiene.

Litologi har ikke alltid samme effekt på hastighet som tetthet. Dette betyr at for en gitt hastighet kan en bergart ha en rekke tettheter. Figur 3.6 viser tettheter og hastigheter for ulike litologier utsatt for trykk og temperatur tilsvarende forholdene som eksisterer på 20 kilometers skorpedyp (Christensen og Mooney, 1995).

Hvis man har kjennskap til områdets geologi og historie er det mulig å ekskludere visse bergarter. På denne måten kan en mer nøyaktig tetthetsfordeling oppnås og den gravimetriske modelleringen blir mindre usikker.



Figur 3.5: Relasjoner mellom seismiske hastigheter og tettheter. Den midterste sorte kurven viser gjennomsnittlig tetthet som en funksjon av hastighet, mens den øverste og den underste sorte kurven viser henholdsvis maksimum og minimum tetthet for en gitt hastighet (Ludwig et al., 1970). Røde og grønne punkter viser brønndata fra ODP lokalitet 642 (verdier fra Shipboard Scientific Party, 1987). Røde punkter representerer Tertiære sedimenter mens grønne punkter er vulkanske bergarter.



Figur 3.6: Hastighet og tetthet for ulike magmatiske og metamorfe litologier. Verdiene er gjennomsnittsverdier for trykk- og temperaturforhold tilsvarende de vi finner på 20 kilometers skorpedyp (Christensen og Mooney, 1995). Forkortelsene står for: SER=serpentinitt, MGW=meta-gråvakke, AND=andesitt, QTZ=kvartsitt, GGN=granitt-gneis, GRA=granitt-granodioritt, PHY=fylitt, BGN=biotitt-gneis, FGR=felsisk granulitt, PGR=paragranulitt, SLT=slate, BAS=basalt, QSC=glimmer-kvarts skifer, BPP=prehnitt-pumpelytt facies basalt, DIO=dioritt, MBL=kalsitt marmor, ANO=anortositt, AGR=anortosittisk granulitt, BZE=zeolitt facies basalt, DIA=diabas, BGR=grønnskifer facies basalt, MGR=mafisk granulitt, AMP=amfibolitt, GAB=gabbro-noritt-traktolitt, GGR=mafisk granat granulitt, HBL=hornblenditt, PYX=pyroksenitt, DUN=dunitt, ECL=eklogitt.

Kurvene viser to ulike forhold mellom tetthet og hastighet.



## 4. Modellbygging

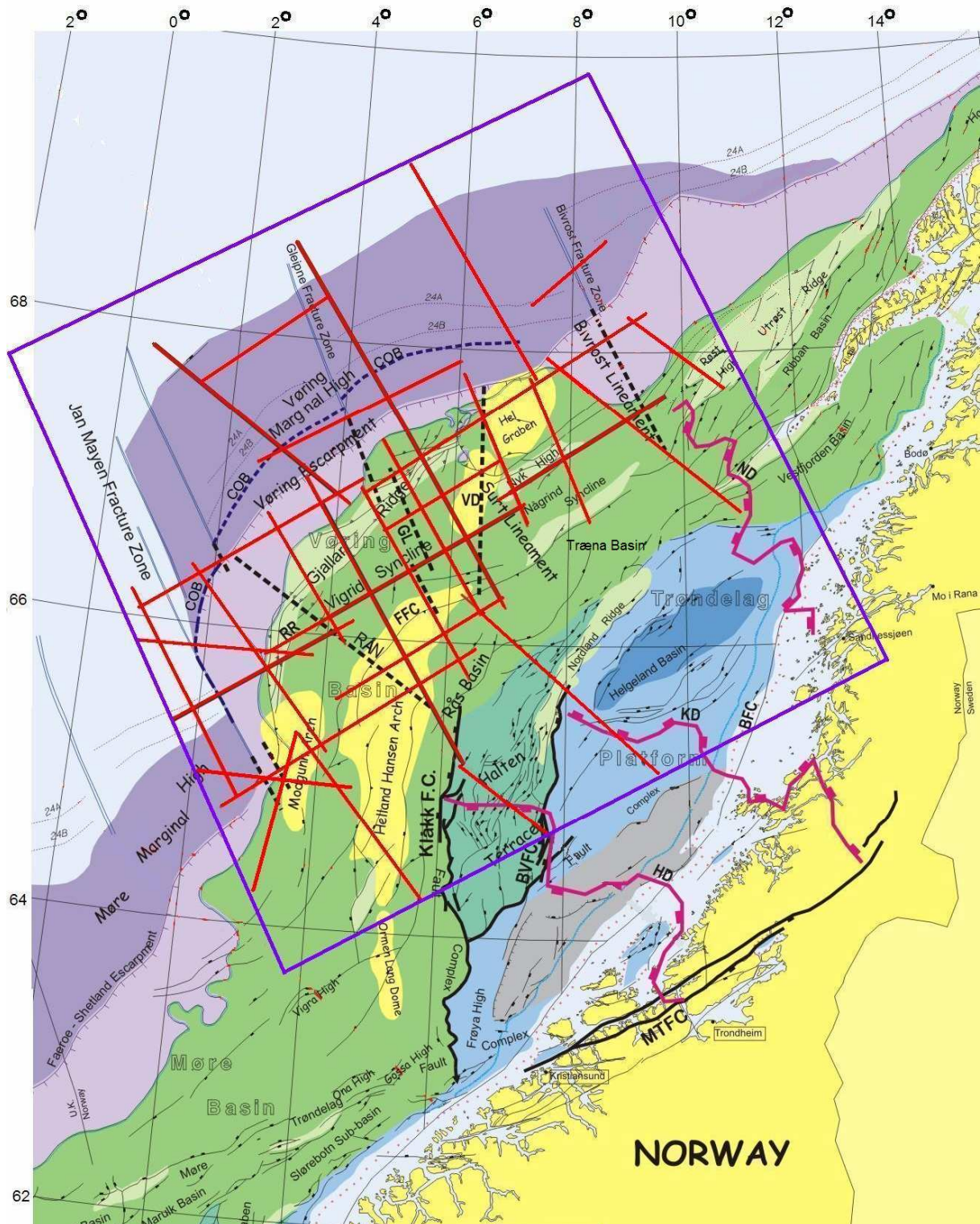
### 4.1. Datagrunnlag

Grunnlaget for 3D-modellen var 25 tolkede OBS-profiler som ble samlet inn på Vøring marginen i perioden mellom 1992 og 2002 (Mjelde et al., 1997, 1998, 2001, 2002, 2005; Kodaira et al., 1998b; Raum et al., 2002, 2006). Det ble også brukt deler av andre OBS-profiler som lå innenfor modelleringsområdet (Mjelde et al., 1992, 2008b, 2008c; Breivik et al., 2008). Tabell 4.1 forteller hvilke publikasjoner linjene som ble brukt som basis for modellen er hentet fra, mens figur 4.1 viser plasseringen til linjene og omrisset av modelleringsområdet.

Langs mange av OBS-profilene ble det samlet inn gravimetrisk data av høy kvalitet ved hjelp av et LaCoste og Romberg gravimeter. Usikkerheten på slike data er  $\pm 1$  mGal (Kearey, 2002).

Satellittaltimetri data fra Sandwell og Smith ble brukt som observerte data i modelleringen (Sandwell og Smith, 1997). Disse dataene antas å ha en nøyaktighet på 4-7 mGal. Kvaliteten på satellittdataene ble testet ved å sammenligne dem med de innsamlede LaCoste og Romberg dataene. Det viste seg at forskjellene mellom de to generelt var små. Allikevel var det betydelige forskjeller enkelte steder. Figur 4.2 viser en sammenligning mellom LaCoste og Romberg data og satellittaltimetri data langs det profilet der de største forskjellene ble observert. Fra figuren ser en at kurven fra satellittdataene er mye glattere enn LaCoste og Romberg dataene. Dette er fordi den kortbølgede delen av gravitasjonsfeltet ikke kommer med i satellittdataene.

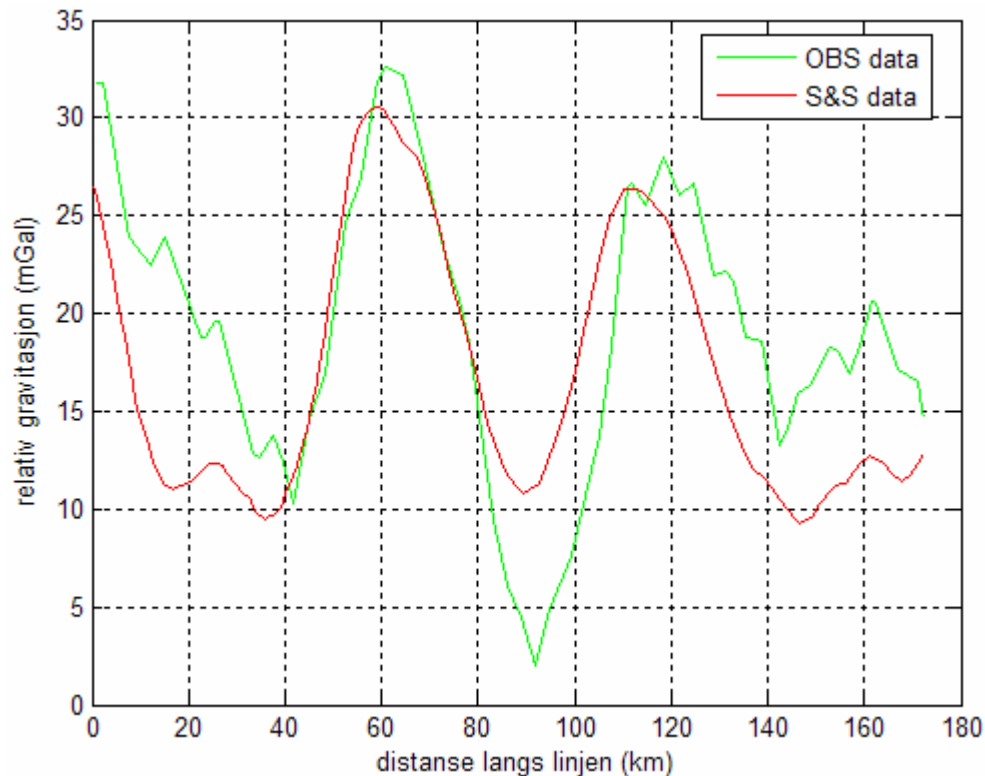
Selv om satellittdataene er mindre nøyaktige enn Lacoste og Romberg dataene vil de være gode nok til å bruke i modellering av storskala skorpestrukturer, slik denne oppgaven omfatter. Hadde formålet med modelleringen vært å kartlegge grunne skorpestrukturer ville satellittaltimetri dataene vært for unøyaktige, da grunnere strukturer gir mer kortbølgede signaler.



Figur 4.1: Oversikt over modelleringsområdet (blå firkant) og de 32 OBS-profilene (røde linjer) som ble brukt for å lage 3D-modellen (Mjelde et al., 2008b, modifisert fra Blystad et al., 1995).

Tabell 4.1: Oversikt over hvor man kan finne profilene som ble brukt som basisprofiler for 3D-modellen.

| <b>Profilnummer i denne oppgaven</b> | <b>Publikasjon og navn på profil i publikasjon</b> |
|--------------------------------------|--|
| 1                                    | 9-96 i Raum et al. 2002                            |
| 2                                    | 10-96 i Raum et al. 2002                           |
| 3                                    | 12-96 i Raum et al. 2002                           |
| 4                                    | 13-96 i Raum et al. 2002                           |
| 5                                    | 14-96 i Raum et al. 2002                           |
| 6                                    | 1-96 i Mjelde et al. 2001                          |
| 7                                    | OBS-99 i Mjelde et al. 2005                        |
| 8                                    | 3-96 i Mjelde et al. 2001                          |
| 9                                    | 4-96 i Mjelde et al. 2001                          |
| 10                                   | 5-96 i Mjelde et al. 1998                          |
| 11                                   | 6-96 i Mjelde et al. 1998                          |
| 12                                   | 7-96 i Mjelde et al. 1998                          |
| 13                                   | 8B-96 i Raum et al. 2006                           |
| 14                                   | 11-96 i Raum et al. 2006                           |
| 15                                   | 2-00 i Raum et al. 2006                            |
| 16                                   | 3-00 i Raum et al. 2006                            |
| 17                                   | 5-00 i Raum et al. 2006                            |
| 18                                   | 6-00 i Raum et al. 2006                            |
| 19                                   | Linje 1 og 1-N i Kodaira et al. 1998b              |
| 20                                   | 2-92 i Mjelde et al. 1997                          |
| 21                                   | 3-92 i Mjelde et al. 1997                          |
| 22                                   | 4-92 i Mjelde et al. 1997                          |
| 23                                   | 5-92 i Mjelde et al. 1992                          |
| 24                                   | 6-92 i Mjelde et al. 1992                          |
| 25                                   | 7-92 i Mjelde et al. 2002                          |
| 26                                   | Deler av transekt A i Mjelde et al. 2008b          |
| 27                                   | Deler av transekt B i Mjelde et al. 2008b          |
| 28                                   | Deler av linje 3-99 i Mjelde et al. 2008c          |
| 29                                   | Deler av linje 5-99 i Mjelde et al. 2008c          |
| 30                                   | Deler av linje 10-03 i Breivik et al. 2008         |
| 31                                   | Deler av linje 9 i Mjelde et al. 1992              |
| 32                                   | Deler av linje 2 i Mjelde et al. 1992              |



Figur 4.2: Sammenligning mellom data samlet inn ved hjelp av et Lacoste og Romberg gravimeter (grønn kurve) og satellittaltimetri data (rød kurve) langs profil 9.

## 4.2. Digitalisering

Ved å sammenholde de ulike profilene ble 11 regionale grenseflater plukket ut. Disse ble digitalisert fra hvert av de 32 tolkede OBS-profilene. Digitaliseringen ble utført ved hjelp av et digitaliseringsbord. Tabell 4.2 viser hvilke grenseflater som ble digitalisert og navnet på lagpakken som ligger mellom disse. Dersom et lag ikke eksisterte langs et profil ble den nedre grenseflaten lagt sammen med grenseflaten over slik at laget mellom grenseflatene fikk en tykkelse lik null. Dette var nødvendig for å kunne interpolere hver grenseflate gjennom hele modellen. Vannlaget, den Tertiære lagpakken og mantelen er de eneste lagene i modellen som aldri har nulltykkelse.

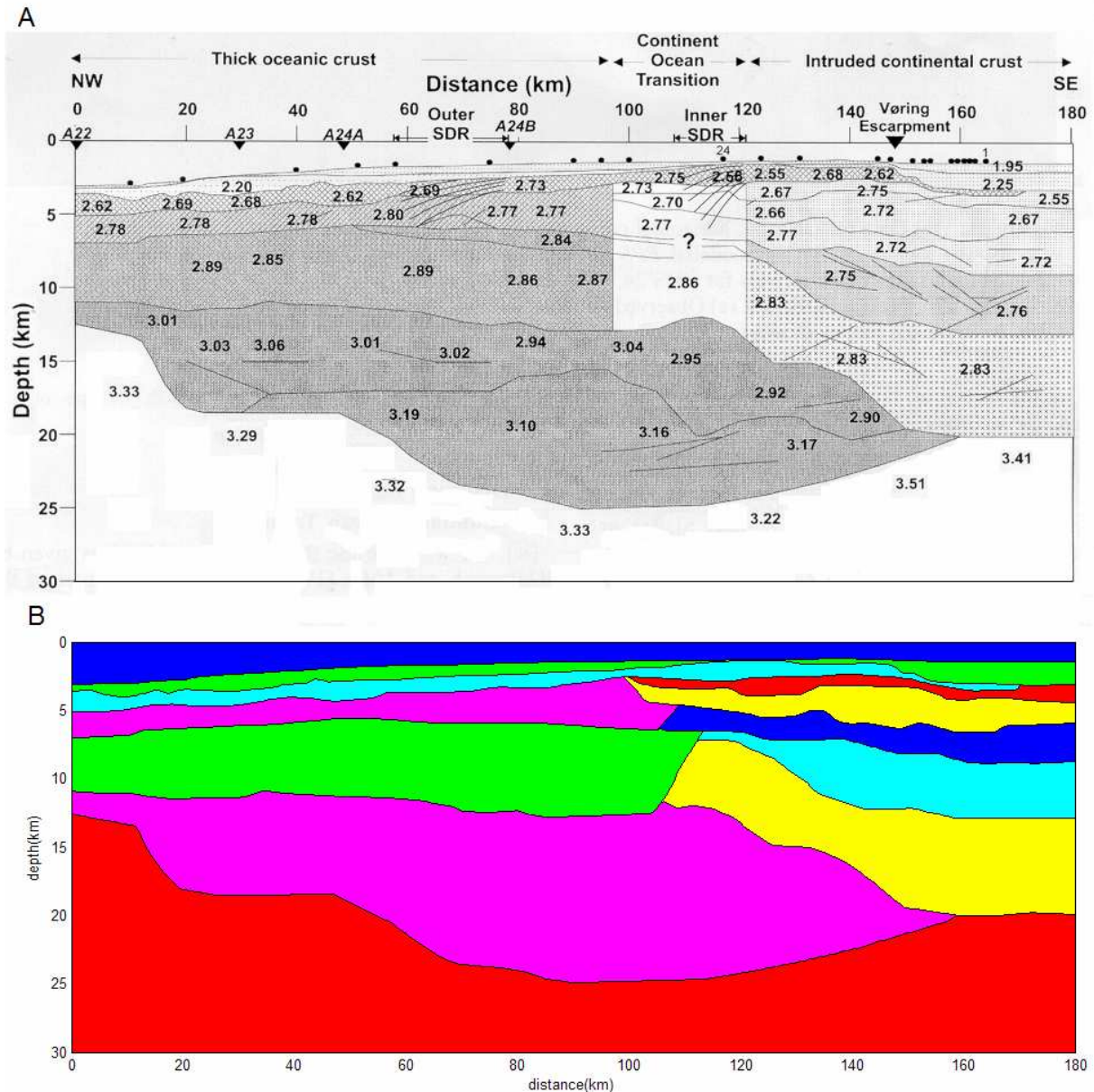
Det var ikke alltid en overensstemmelse mellom kryssende profiler, særlig ikke for de dypere grenseflatene. Dette problemet ble løst ved å justere grenseflatene i kryssningspunktene slik at de ble liggende i samme dyp. Denne tilpasningen medførte at noen av de digitaliserte profilene ikke ble nøyaktig like de tolkede profilene i tabell 4.1, men det var stort sett en god overensstemmelse (figur 4.3).



Profil 5 (14-96 i Raum et al. 2002) var det eneste profilet hvor lagstrukturen ble forandret utenfor krysningpunkter med andre profiler. Grunnen til dette var at resultater fra nyere OBS-modellering tyder på at kontinent-osean grensen ligger lenger mot vest (Mjelde et al., 2008c). Lagstrukturen i sørvestlige deler av dette profilet ble derfor forandret fra oseanskorpestruktur til kontinentalskorpestruktur.

Tabell 4.2: Digitaliserte grenseflater og lagene mellom grenseflatene.

| Grenseflate nr. | Grenseflate                                      | Lag nr. | Lag                                |
|-----------------|--|---------|------------------------------------|
|                 |  | 1       | Vannlag                            |
| 1               | Havbunn  |         |                                    |
|                 |  | 2       | Tertiær lagpakke                   |
| 2               | Topp basalt                                      |         |                                    |
|                 |  | 3       | Basaltiske ekstrusiver             |
| 3               | Bunn basalt                                      |         |                                    |
|                 |  | 4       | Øvre-Kritt lagpakke                |
| 4               | Topp Midt-Kritt                                  |         |                                    |
|                 |  | 5       | Midtre-Kritt lagpakke              |
| 5               | Topp Oseansk lag 2B                              |         |                                    |
|                 |  | 6       | Oseansk lag 2B                     |
| 6               | Topp Nedre-Kritt                                 |         |                                    |
|                 |  | 7       | Nedre-Kritt lagpakke               |
| 7               | Topp Oseansk lag 3A                              |         |                                    |
|                 |  | 8       | Oseansk lag 3A                     |
| 8               | Topp Pre Kritt                                   |         |                                    |
|                 |  | 9       | Pre Kritt lagpakke                 |
| 9               | Topp Krystallinsk skorpe                         |         |                                    |
|                 |  | 10      | Krystallinsk skorpe                |
| 10              | Topp Høyhastighetslegeme/<br>Topp Oseansk lag 3B |         |                                    |
|                 |  | 11      | Høyhastighetslegeme/Oseansk lag 3B |
| 11              | Moho   |         |                                    |
|                 |  | 12      | Øvre Mantel                        |

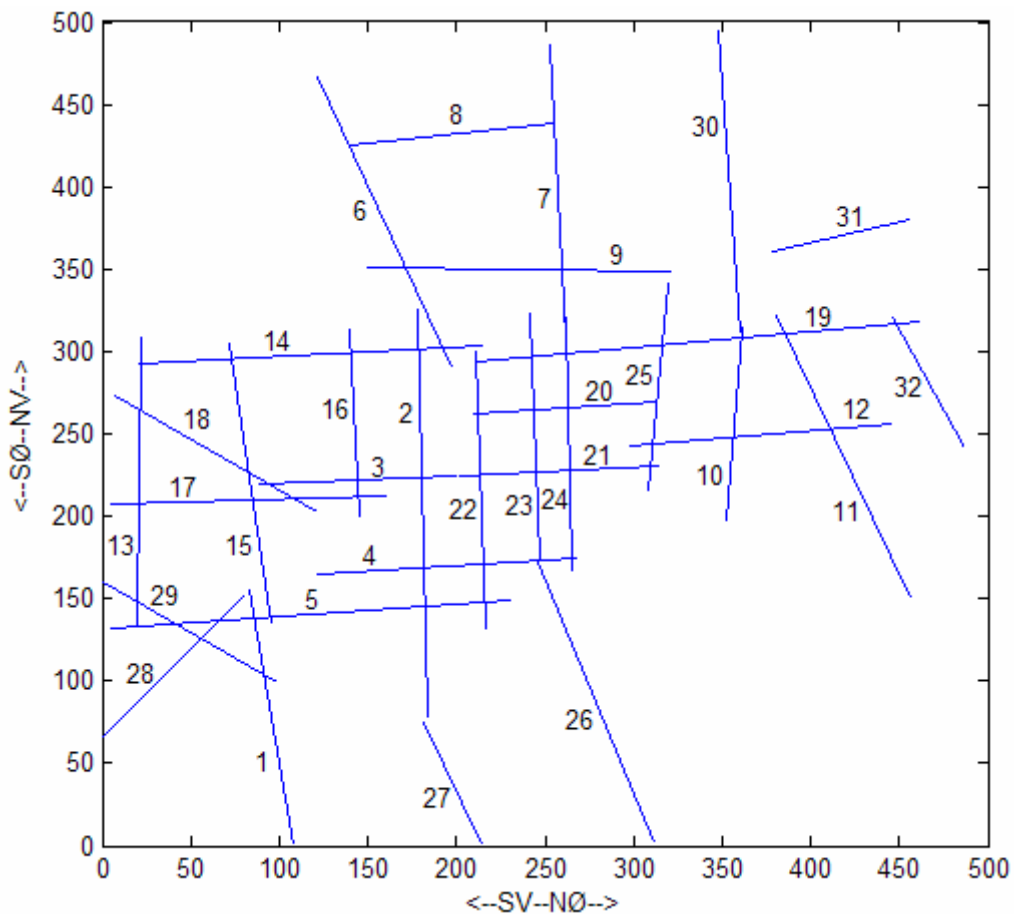


Figur 4.3: A: Et av de tolkede OBS-profilene (fra Mjelde et al., 2005). B: Den digitaliserte versjonen av profilet vist i A. Fargene på profilet i B er lagt inn for å kunne skille mellom lagene som ligger mellom grenseflatene.

### 4.3. Modellbygging og interpolasjon

3D-modellen ble bygd i MATLAB. Et areal på 500x500 kilometer som inneholdt de 32 OBS-profilene (heretter kalt basisprofilene) ble valgt som område hvor 3D-modellen skulle bygges (figur 4.1). Origo ble satt til å være det sørvestlige hjørnet i området med x-aksen orientert nordøstover og y-aksen orientert nordvestover. Figur 4.4 viser hvordan basisprofilene er orientert i dette koordinatsystemet, samt nummeret på hvert profil (samme profilnummer som er listet i venstre kolonne i tabell 4.1).

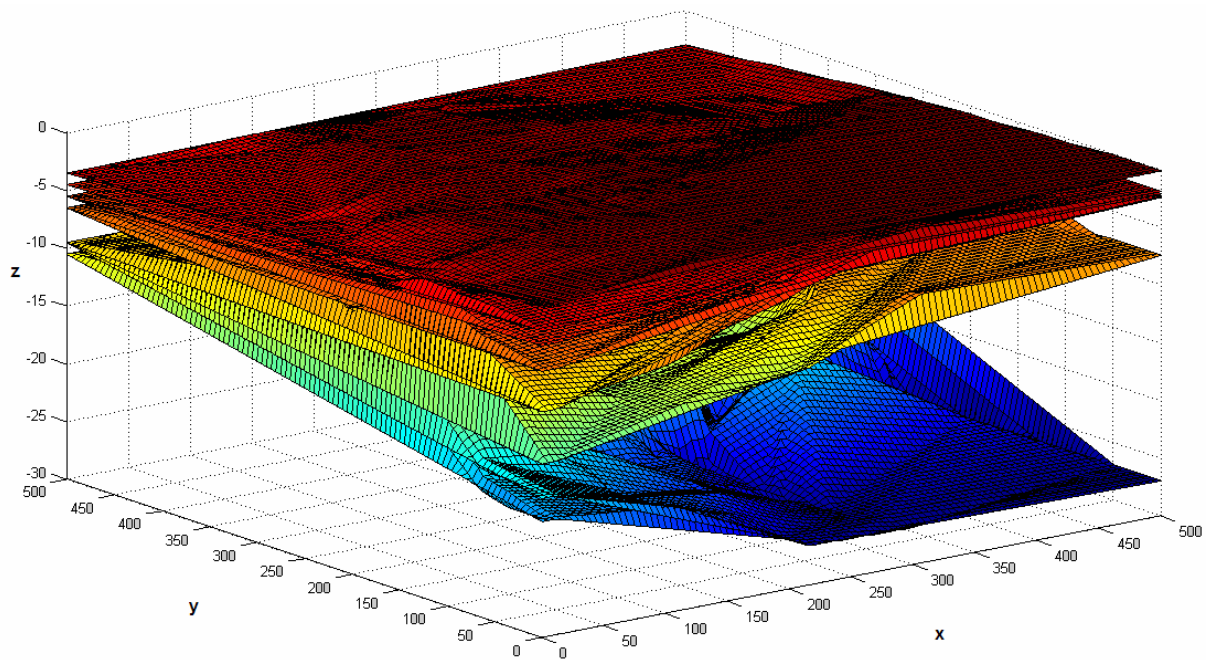
Skorpestrukturer for hjørnepunktene i studieområdet ble definert slik at det skulle være mulig å interpolere helt ut i hjørnene. De to nordlige hjørnepunktene ble gitt en skorpestruktur som tilsvarer normal havbunnsskorpe, da disse ligger godt utenfor de eldste magnetiske anomaliene. Det sørvestlige hjørnepunktet ble tatt fra profil 8A-96 i Raum (2000) som krysser i nærheten av dette punktet. Det siste hjørnepunktet ligger på land, like ved Sandnessjøen. For enkelhets skyld ble dette punktet gitt en skorpestruktur tilsvarende den på indre deler av Trøndelagsplattformen, med et grunt vanddyb, lite sedimenter og en dyp Moho (Olesen et al., 2002).



Figur 4.4: Oversikt over studieområdet og basisprofilene brukt i modellbyggingen. Profilnummer står over linjene for SV-NØ orienterte linjer og til venstre for linjene for SØ-NV orienterte linjer. Aksene i koordinatsystemet viser avstand i kilometer.

Bunnen av modellen ble satt til å være 100 kilometer. Dette betyr at mantellitosfæren i modellen strekker seg fra Moho og ned til 100 kilometers dyp.

Parkers 3D-algoritme krever at hver grenseflate har et konstant samplingintervall i både x- og y-retning fordi formelen inneholder den diskrete Fouriertransformasjonen. Derfor var det nødvendig å interpolere mellom de digitaliserte datapunktene for å finne dyp til hver grenseflate i alle gridpunktene. Flere interpolasjonsmetoder ble prøvd ut under modellbyggingen. Det viste seg at lineær interpolasjon og kubisk interpolasjon gav lite tilfredsstillende modeller, særlig i områdene der datadekningen var dårlig. Figur 4.5 viser hvordan 3D-modellen ble seende ut ved å bruke en lineær interpolasjon. En ser at det genereres store plan i områder hvor det er dårlig datadekning.



Figur 4.5: 3D-modellen oppnådd ved å bruke lineær interpolasjon i modellbyggingen.

Det ble skrevet et program som utførte en vektet interpolasjon, og denne metoden gav en mer tilfredsstillende 3D-modell. Med en vektet interpolasjon menes at dypet til en grenseflate i et gridpunkt beregnes ved å la digitaliserte datapunkter som ligger nært gridpunktet telle mer enn digitaliserte datapunkter lenger unna. Før vektingen ble det utført "equispacing" langs hver grenseflate på hvert av de 32 basisprofilene slik at det ble en avstand på 2 kilometer mellom hvert datapunkt. Dette ble gjort for å unngå samlinger av datapunkter, noe som ikke er gunstig i en vektet interpolasjon. Det ble forsøkt vekting av typen:

$$\frac{1}{(d_k + \varepsilon)^n}$$

Her er  $d_k$  avstanden mellom et gridpunkt og datapunkt  $k$ ,  $\varepsilon$  er et lite tall som innføres for å unngå singularitet og  $n$  er et heltall.

For å vurdere kvaliteten av vektingen ble den vektete havbunnen sammenlignet med batymetriske data fra Smith og Sandwell (1997). Det viste seg at  $n=1$  gav en lite tilfredsstillende modell, mens  $n=2$  og  $n=3$  gav liten forskjell (dessuten økte regnetiden betraktelig når  $n=3$ ).

For områder nært de digitaliserte basisprofilene ga vektingen gode resultater, men for områder som lå langt fra nærmeste datapunkt ble modellen mer unøyaktig, da datapunktene vekt ble mer utjevnet. For å forbedre dette ble det prøvd med vekting av typen:

$$\frac{1}{(d_k - d_{\min} + \varepsilon)^n}$$

Her er  $d_{\min}$  avstanden mellom gridpunkt og nærmeste datapunkt. For å få en rimelig reduksjon i vekten med økende  $d_{\min}$  ble  $\varepsilon = \varepsilon_0 + c \cdot d_{\min}$  brukt. De verdiene som gav den mest

tilfredsstillende modellen i forhold til nøyaktighet og regnetid var  $n=2$ ,  $\varepsilon_0 = 0,1$  og  $c = 0,03$ .

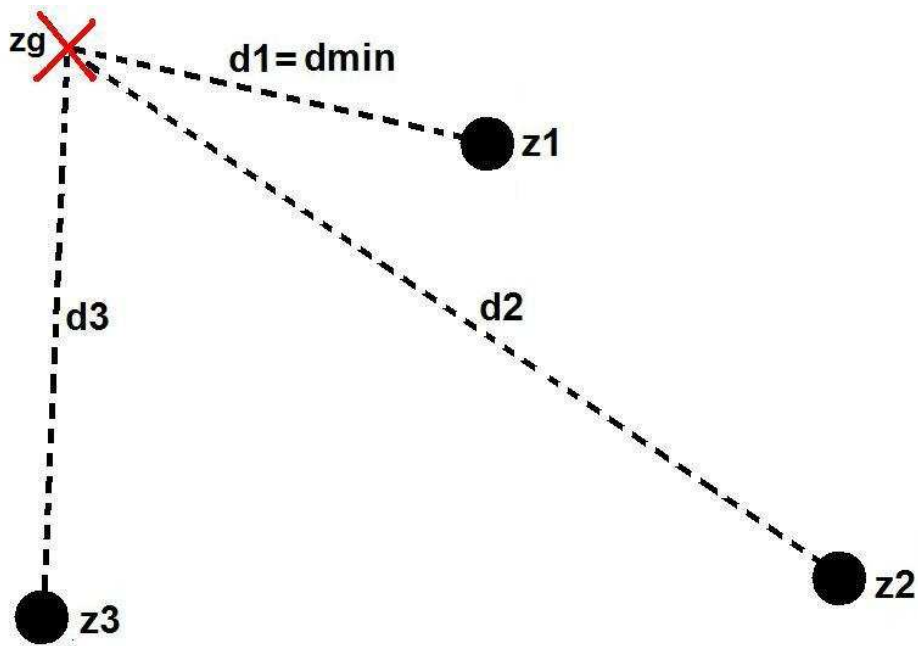
Formelen som ble brukt for å regne ut dypet til en grenseflate i et gridpunkt var derfor:

$$z_g = \frac{\sum_{k=1}^i \frac{z_k}{(d_k - d_{\min} + 0.1 + 0.03 \cdot d_{\min})^2}}{\sum_{k=1}^i \left( \frac{1}{(d_k - d_{\min} + 0.1 + 0.03 \cdot d_{\min})} \right)^2}$$

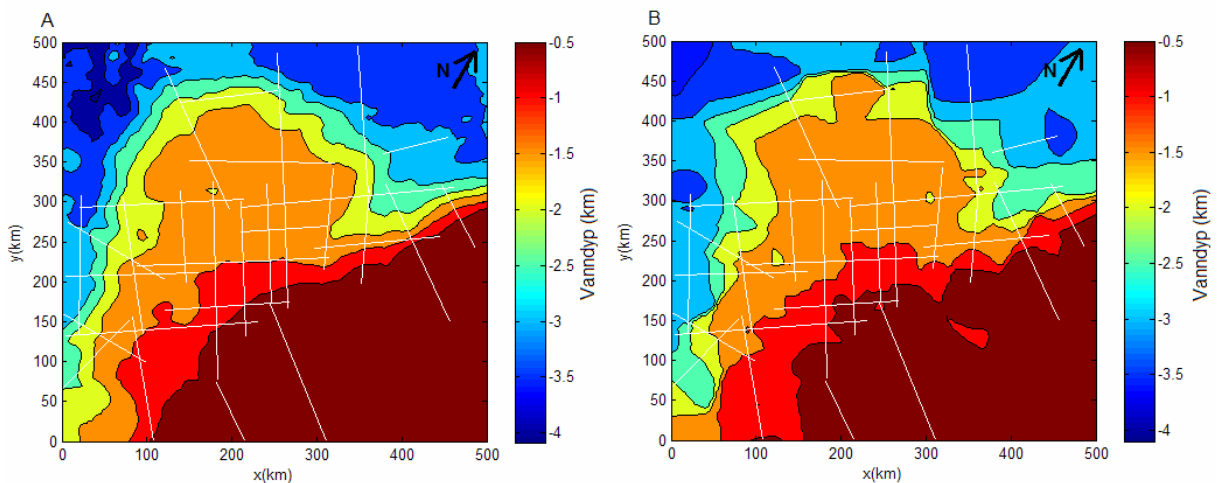
Her er  $z_g$  dypet til gridpunktet. Summasjonen gjøres over alle equispacede datapunkter fra alle basisprofilene. Figur 4.6 skisserer prinsippet bak vektemetoden.

Figur 4.7 viser en sammenligning mellom vanddyper oppnådd ved hjelp av formelen over og vanddyper fra Smith og Sandwell (1997). En ser at disse er temmelig like, særlig i områder der dekingen av OBS-profiler er god.

Punktene ble beregnet i et grid på 5x5 kilometer, noe som tok ca. 2 minutter. Ved å bruke et tettere grid i 3D-modellen, for eksempel 1x1 kilometer, økte regnetiden betraktelig uten å forbedre modellen i vesentlig grad.

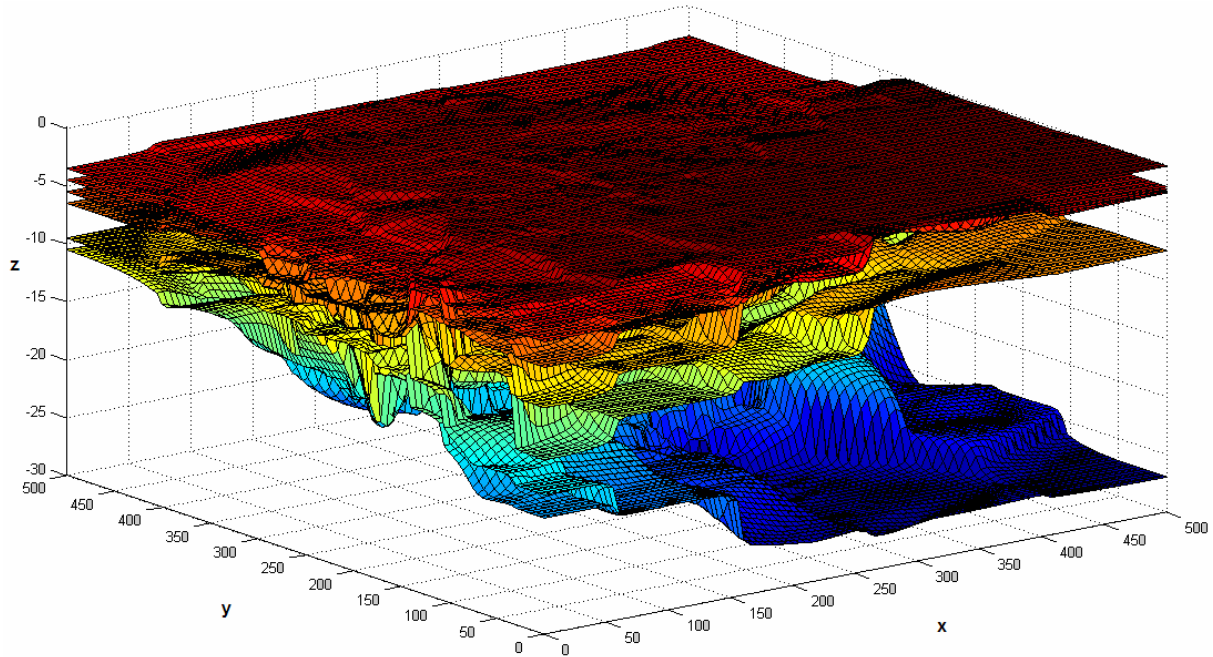


Figur 4.6: Skissen viser prinsippet bak vektemetoden. Figuren er sett ovenfra slik at  $d1$ ,  $d2$  og  $d3$  representerer avstander i  $xy$ -planet. Det røde krysset er et gridpunkt mens de sorte sirklene er digitaliserte datapunkter med kjente dyp ( $z1$ ,  $z2$  og  $z3$ ).  $z1$  vil telle mest når  $z_g$  kalkuleres fordi dette punktet er det nærmeste.



Figur 4.7: A: Batymetriske data fra Smith og Sandwell (1997). B: Batymetriske data fra 3D-modellen for det samme området. De hvite linjene representerer de 32 basisprofilene.

Etter at en tilfredsstillende modell var bygd (figur 4.8) ble området forlenget 1000 kilometer i alle retninger. Dette ble gjort ved å forlenge lagstrukturen langs periferien av modelleringsområdet 1000 kilometer ut uten å forandre geologien. Poenget med denne forlengingen var å unngå endeeffekter når det gravimetriske feltet skulle beregnes.

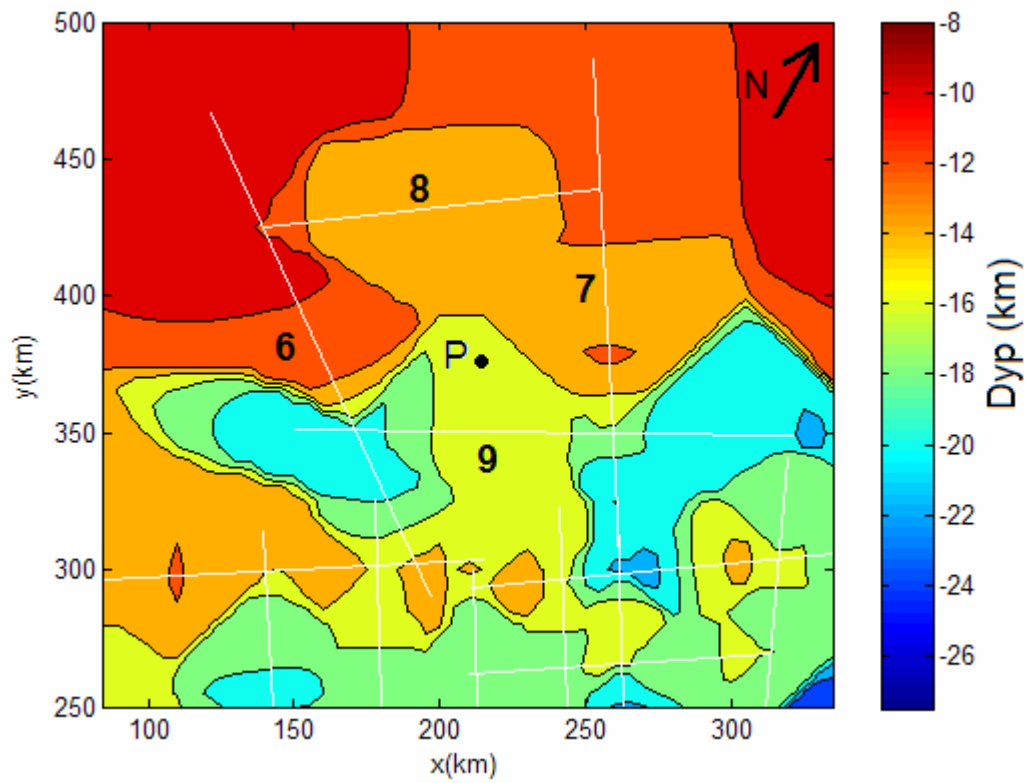


Figur 4.8: 3D-modellen som ble bygd ved hjelp av den vektete interpolasjonen beskrevet over.

#### 4.4. Svakheter ved modellen

3D-modellen som ble utviklet er på ingen måte en optimal modell. Siden OBS-profilene som danner basisen for modellen ikke er jevnt fordelt rundt omkring i modelleringsområdet vil det oppstå områder med lite eller ingen datadekning. I disse områdene vil den gravimetriske modellering være mer usikker. Dette gjelder særlig for nordvestlige og sørøstlige deler av området (figur 4.1 og 4.4). Modellen vil derfor være best i sentrale deler av studieområdet og mindre anvendbar ut mot hjørnene. Modellen kan forbedres betraktelig ved å bruke flere seismiske linjer og borehullsdata som utgangspunkt for modellen.

Den vektete interpolasjonen er ikke perfekt. Figur 4.9 illustrerer et tilfelle der vektingen resulterer i feil. Figuren viser dypet til toppen av høyhastighetslegemet i et område i modellen der toppen av dette legemet grunner opp mot nordvest. Profil 6 og 7 viser den korrekte oppgrunningen. Det nærmeste profilet vil telle mest når dypet til grenseflaten i et gridpunkt skal beregnes. Profil 9 vil derfor ha størst betydning når dypet i punkt P skal kalkuleres. Derfor vil oppgrunningen skje for langt mot nordvest midtveis mellom profil 6 og 7. Slikt kan resultere i en dårlig modell i områder der det er langt mellom de seismiske profilene, mens feilene er neglisjerbare der datadekningen er god.



Figur 4.9: Dyp til toppen av høyhastighetslegemet. Profil 9 vil telle mest da dypet i punkt P skal beregnes og dermed vil oppgrunningen skje for langt mot nordvest i dette punktet.



## 5. Modelleringsresultater

### 5.1. Observerte data

Figur 5.1 viser observerte friluftsanomalier på marginen utenfor Midt-Norge, mellom 63,5 og 70 grader nord. Friluftsanomalier betyr at effektene av breddegrad og jordrotasjon er trukket fra den målte gravitasjonen og at anomaliene gjelder for observasjoner på havoverflaten (Fowler, 1990). Anomaliene i figur 5.1 er derfor et resultat av ulike massefordelinger i litosfæren. Dataene er hentet fra internett og er basert på Sandwell og Smith (1997). Gravitasjonen er plottet i et grid på  $3' \times 3'$ . Den røde firkanten representerer det modellerte området.

Mange av anomaliene har en NØ-SV orientering. Dette er spesielt tydelig i Vøringbassenget. Differansen mellom høyeste og laveste gravitasjonsverdi i modelleringsområdet er ca. 150 mGal.

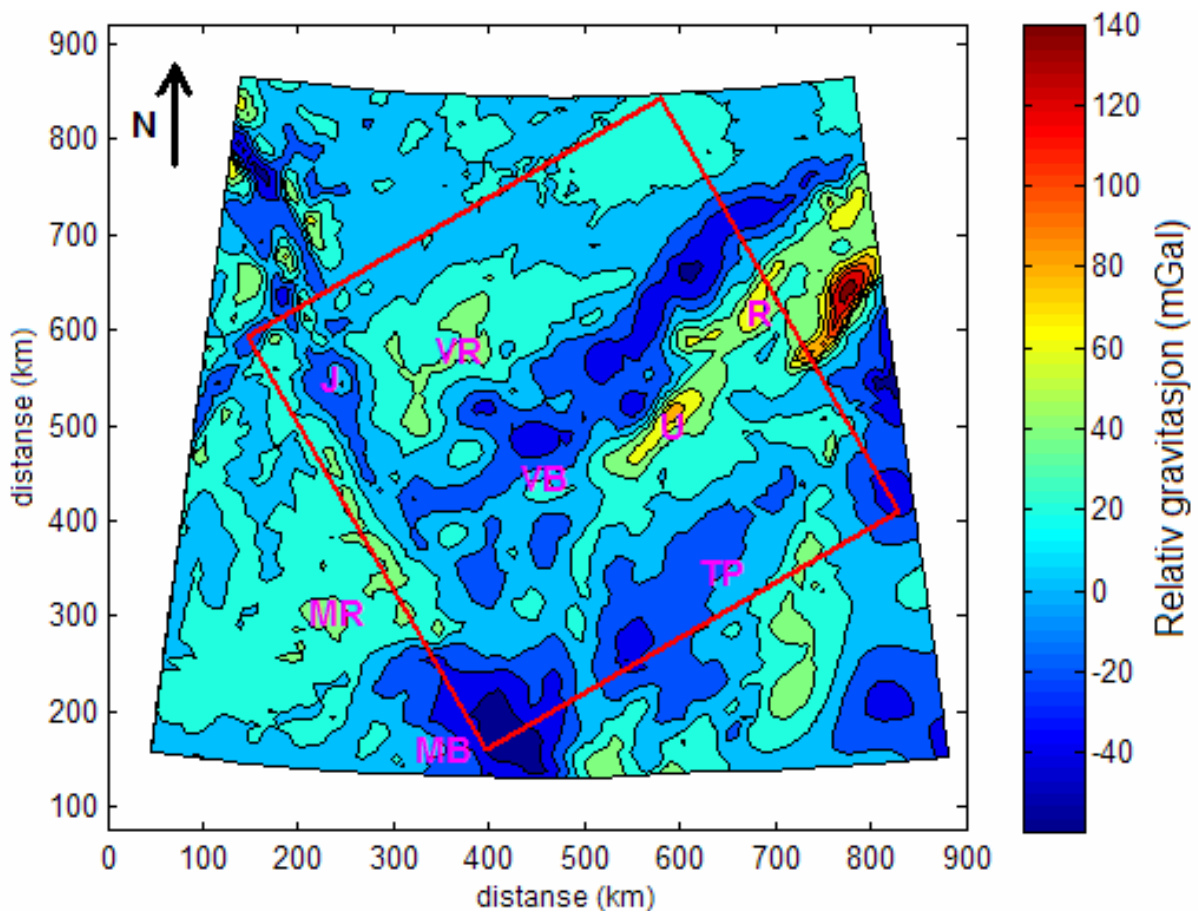
De laveste gravitasjonsverdiene ligger sørvest i modelleringsområdet. Dette området ligger nord i Mørebasenget, like nordvest for Vigrahøyden. De lave gravitasjonsverdiene i nordvest har en NV-SØ orientering og faller sammen med Jan Mayen-bruddsonen. Generelt er områdene mellom Flesforkastningskomplekset og Vøringkrenten preget av lave gravitasjonsverdier, med et minimum i Røstbassenget nordøst for Bivrostlineamentet ("slope gravity low" i Tsikalas et al. 2005).

De høye gravitasjonsverdiene som strekker seg fra sentrale deler av modelleringsområdet og nordøstover ser ut til å falle sammen med Utgardshøyden, Røsthøyden og Utrøstryggen. Mellom Utgardshøyden og Røsthøyden ligger en lokal gravitasjonshøyde.

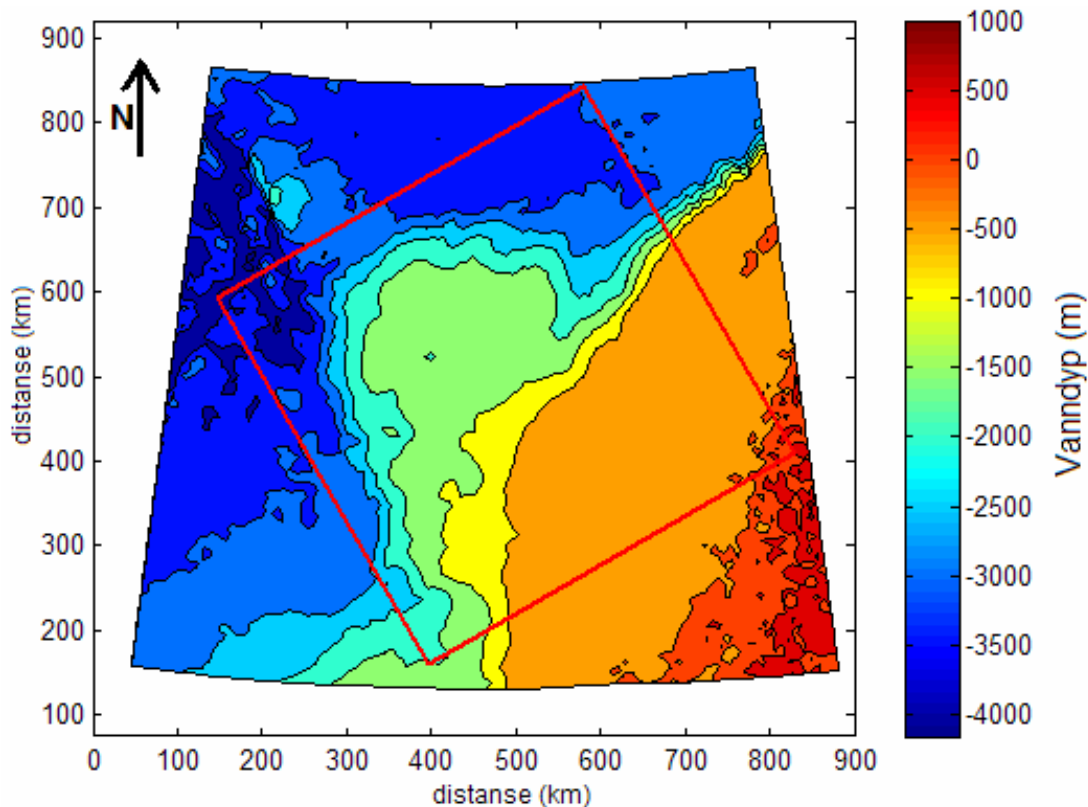
Den sørvestlige delen av Vøringrandhøgda, områdene mellom Jan Mayen-bruddsonen og forlengelsen av Surtlineamentet, er preget av høy gravitasjon relativt til områdene på landsiden av Vøringkrenten. Denne forskjellen blir mindre tydelig i nordøst.

Overgangen fra Vøringbassenget til Mørerandhøgda fremstår på de observerte dataene som en økning i gravitasjon over Mørerandhøgda.

Figur 5.2 viser vanddypet i det samme området som er vist i figur 5.1. Disse dataene er hentet fra internett og er basert på Smith og Sandwell (1997). Ved å sammenligne vanddypet med friluftsanomaliene kan man se om det er noen sammenheng mellom batymetri og gravitasjon innenfor modelleringsområdet. Bortsett fra områdene ved Jan Mayen-bruddsonen og områdene i sørvest ser det ut til å være liten sammenheng mellom de to kartene. Dette betyr at endringer i vanddypt må være kompensert av strukturer dypere ned i jordskorpen.



Figur 5.1: Friluftsanomalier på marginen utenfor midt-Norge mellom 63,5 og 70 grader nord og mellom 3 grader vest og 14 grader øst (Sandwell og Smith, 1997). Den røde firkanten viser modelleringsområdet. TP = Trøndelagsplattformen, VB = Vøringbassenget, VR = Vøringrandhøgda, MB = Mørebassenget, MR = Mørerandhøgda, U = Utgardshøyden, R = Røsthøyden, J = Jan Mayen-bruddsonen. Se figur 4.1 for en mer detaljert oversikt over strukturene i modelleringsområdet.



Figur 5.2: Vanddyb for samme område som er vist i figur 5.1. Positive verdier viser det norske fastlandet (Smith og Sandwell, 1997).

## 5.2. Modellering ved å bruke tettheter fra tidligere 2D modelleringer

Før modelleringen startet ble hvert lag gitt en tetthet. Tetthetene ble valgt slik at de passet med verdier oppnådd ved tidligere gravimetrisk modellering av de tolkede OBS-profilene (Mjelde et al., 1998, 2001, 2005; Raum et al., 2002, 2006). Disse tetthetene stemmer godt overens med publiserte verdier for relasjoner mellom seismisk hastighet og tetthet (Ludwig et al., 1970) (figur 3.5). Tabell 5.1 viser en oversikt over tetthetene som ble brukt.

Figur 5.3 viser en sammenligning mellom observert felt og det kalkulerete feltet fra 3D-modellen. Friluftsanomaliene innenfor modelleringsområdet (figur 5.1) er modifisert slik at den laveste verdien har fått verdien null. Det relative forholdet mellom anomaliene er allikevel det samme fordi alle verdiene er blitt addert med samme tall. Tilsvarende har den laveste kalkulerete gravitasjonsverdien fått verdien null. Basisprofilene i figur 4.1 er lagt inn i kartene på figur 5.3 for å gjøre det lettere å se hvor anomaliene ligger på marginen.

Det modellerte feltet er temmelig ulikt de observerte dataene. På de observerte dataene er differansen mellom høyeste og laveste gravitasjon ca. 150 mGal. Differansen på de modellerte dataene er rundt 240 mGal, nesten 100 mGal høyere enn på de observerte dataene.

De laveste modellerte gravitasjonsverdiene ligger i Råsbassenget (nordvestlige deler av profil 26 i figur 5.3B) og i sørveslige deler av Utgardshøyden (sørlige deler av profil 25 i figur 5.3B). På de observerte dataene er dette områder med relativt høye gravitasjonsverdier (figur 5.3A).

De høyeste modellerte gravitasjonsverdiene ligger på havsiden av kontinent-osean grensen beskrevet i Tsikalas et al. (2002) og Mjelde et al. (2005). I disse områdene har 3D-modellen mer masse på grunne nivåer enn områdene på landsiden av kontinent-osean grensen. Figur 5.4 viser tetthetsstrukturen langs en sammenslåing av profil 7 og 24 (sort linje i figur 5.3B) og tilhørende kalkulert relativ gravitasjon. Gravitasjonen er høy de første 100 kilometer av profilet fordi den oseanske litosfæren inneholder bergarter med høye tettheter som ligger grunt. Ved ca. 100 kilometer ligger kontinent-osean grensen. Sørøst for denne ligger det sedimentære bergarter med relativt lave tettheter ned til 10-12 kilometers dyp, og dette blir ikke kompensert for av dypere strukturer. Dette resulterer i at gravitasjonen synker med mer enn 120 mGal over en distanse på 50 kilometer. Den laveste kalkulerte gravitasjonen langs profilet ligger i den sørøstlige enden. Dette er et område i modellen hvor høyhastighetslegemet i nedre skorpe forsvinner, og det ser ut som dette er den viktigste årsaken til den lave gravitasjonen.

De lave gravitasjonsverdiene langs Jan Mayen-bruddsonen kommer ikke med på det kalkulerte feltet. Dette er å forvente siden det ikke eksisterer noen basisprofiler i området.

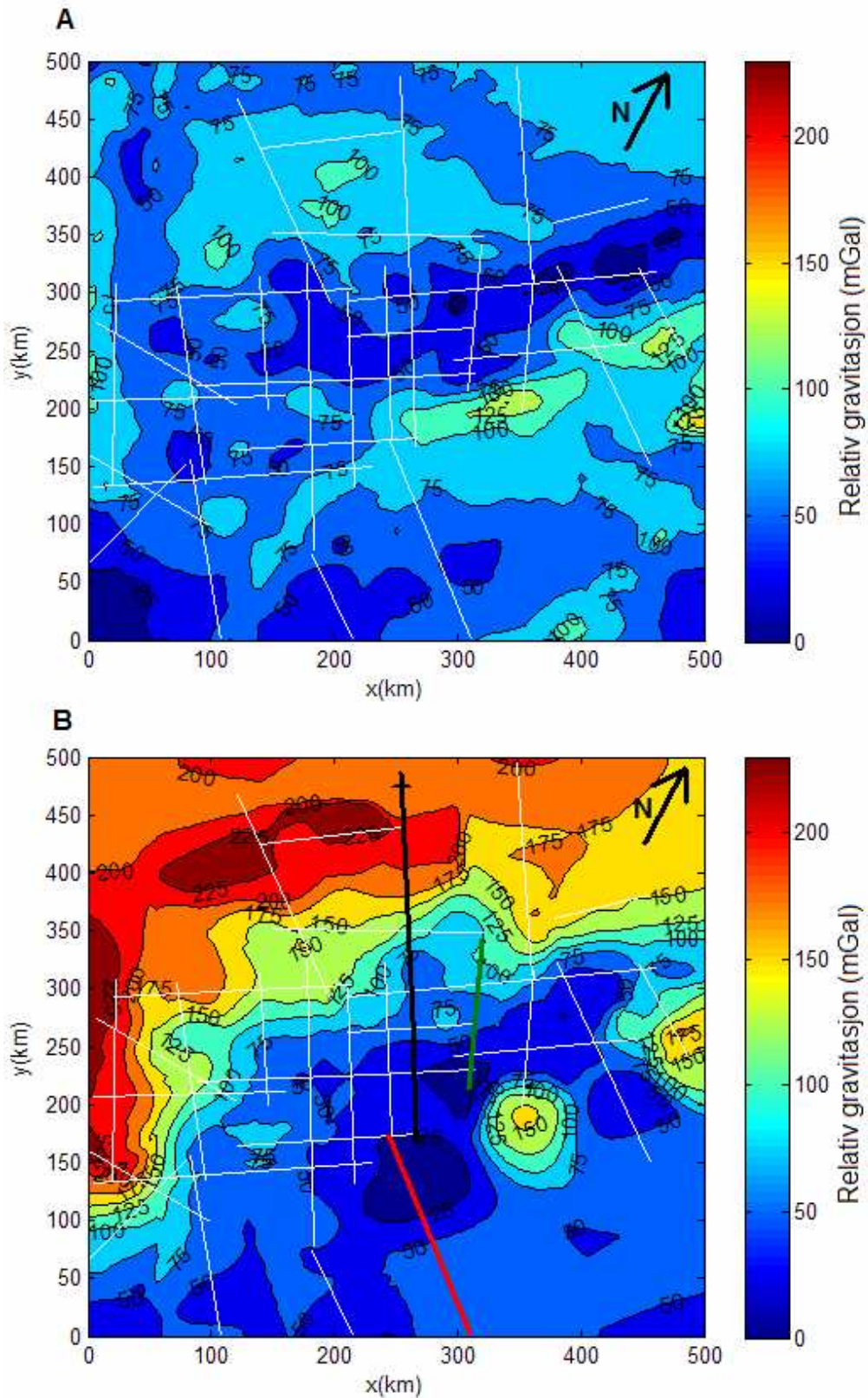
En reduksjon av de store forskjellene mellom områdene nordvest og sørøst for kontinent-osean grensen kan oppnås på ulike måter. Ved å endre laggeometrien i modellen er det mulig å få det meste til å passe. Profil 7 (de første 180 kilometer av profilet i figur 5.4) har imidlertid en meget god datadekning fordi det ble brukt mange OBS mottakere under innsamling (Mjelde et al., 2005). Skorpemodellen antas derfor å være veldig god langs de første 180 kilometer av profilet på figur 5.4. Store endringer i dypet til grenseflatene er derfor ikke å foretrekke.

Ved å legge inn høyere tettheter i lagene på landsiden kontinent-osean grensen vil den kalkulerte gravitasjonen i disse områdene økes relativt til områdene på havsiden av grensen. Figur 5.5A viser resultatet av å øke tettheten i krystallinsk kontinentalskorpe fra 2,83 til 2,9 g/cm<sup>3</sup>. Forskjellen mellom største og minste gravitasjonsverdi er nå redusert til ca. 210 mGal. En reduksjon i tettheten til havbunnskorpen vil senke de høye gravitasjonsverdiene i nordvest relativt til sørøst. Figur 5.5B viser resultatet av å redusere tettheten i oseansk lag 2A, 2B og 3A til henholdsvis 2,6, 2,72 og 2,84 g/cm<sup>3</sup>. Det er lite tegn til forbedringer mellom kalkulert og observert felt. På figur 5.5C vises det kalkulerte feltet når tettheten i høyhastighetslegemet i nedre skorpe/oseansk lag 3B reduseres fra 3,1 til 3,0 g/cm<sup>3</sup>. Dette førte heller ikke til store forbedringer.

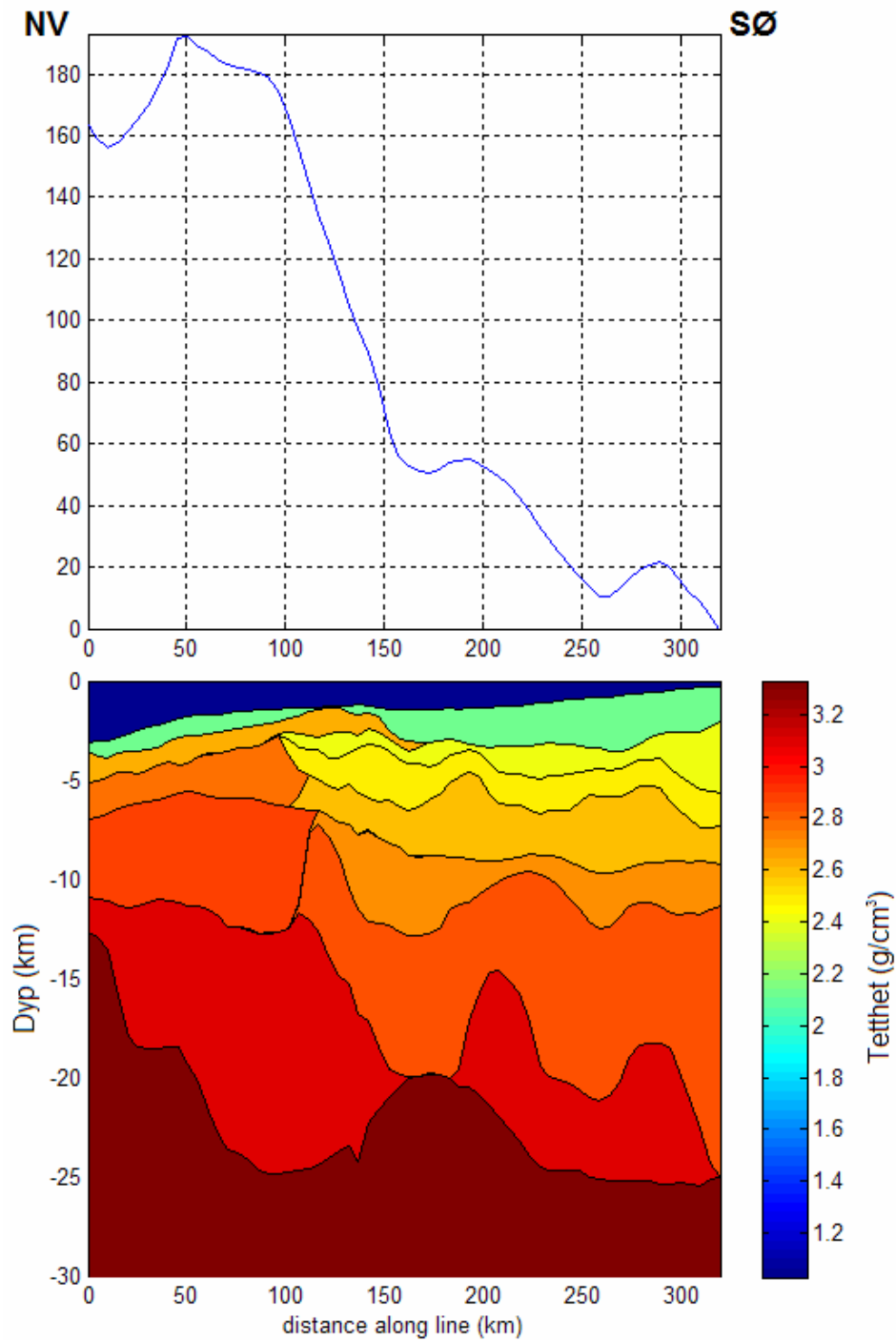
Figur 5.5D viser det kalkulerte feltet oppnådd ved å kombinere alle tetthetsendringene beskrevet over. Den relative forskjellen mellom nordvest og sørøst er forbedret, men det må enda større endringer til for å få det kalkulerte feltet til å stemme overens med det observerte.

Tabell 5.1: Lagtettheter som ble brukt i modelleringen.

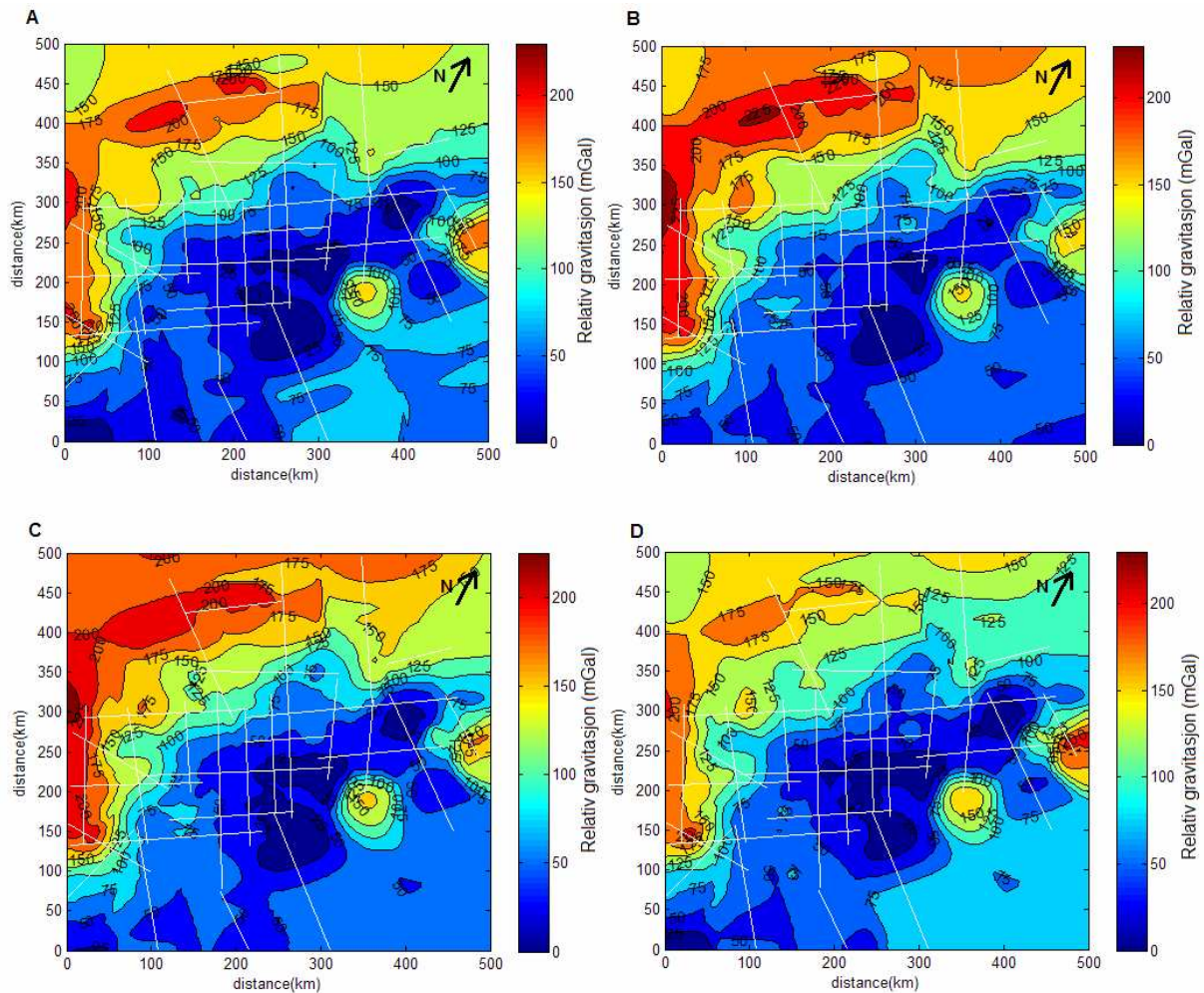
| Lag                                | Tetthet (g/cm <sup>3</sup> ) |
|------------------------------------|------------------------------|
| Vannlag                            | 1.03                         |
| Tertiær lagpakke                   | 2.13                         |
| Basaltiske ekstrusiver             | 2.63                         |
| Øvre-Kritt lagpakke                | 2.40                         |
| Midtre-Kritt lagpakke              | 2.47                         |
| Oseansk lag 2B                     | 2.77                         |
| Nedre-Kritt lagpakke               | 2.60                         |
| Oseansk lag 3A                     | 2.88                         |
| Pre Kritt lagpakke                 | 2.69                         |
| Krystallinsk kontinentalskorpe     | 2.83                         |
| Høyhastighetslegeme/Oseansk lag 3B | 3.10                         |
| Øvre mantel                        | 3.33                         |



Figur 5.3: A: Observert relativ gravitasjon i modellområdet (Sandwell og Smith, 1997). B: Relativ gravitasjon beregnet fra 3D-modellen ved å bruke tetthetene beskrevet i tabell 5.1. Hvite linjer representerer basisprofilene som ble brukt for å bygge 3D-modellen. Fargede linjer er basisprofiler som er diskutert i teksten. Rød linje = profil 26, grønn linje = profil 25 og sort linje = en sammenslåing av profil 7 og 24.



Figur 5.4: Tetthetsfordeling og kalkulert relativ gravitasjon langs et profil som er en sammenslåing av profil 7 og 24 (sort linje i figur 5.3B).

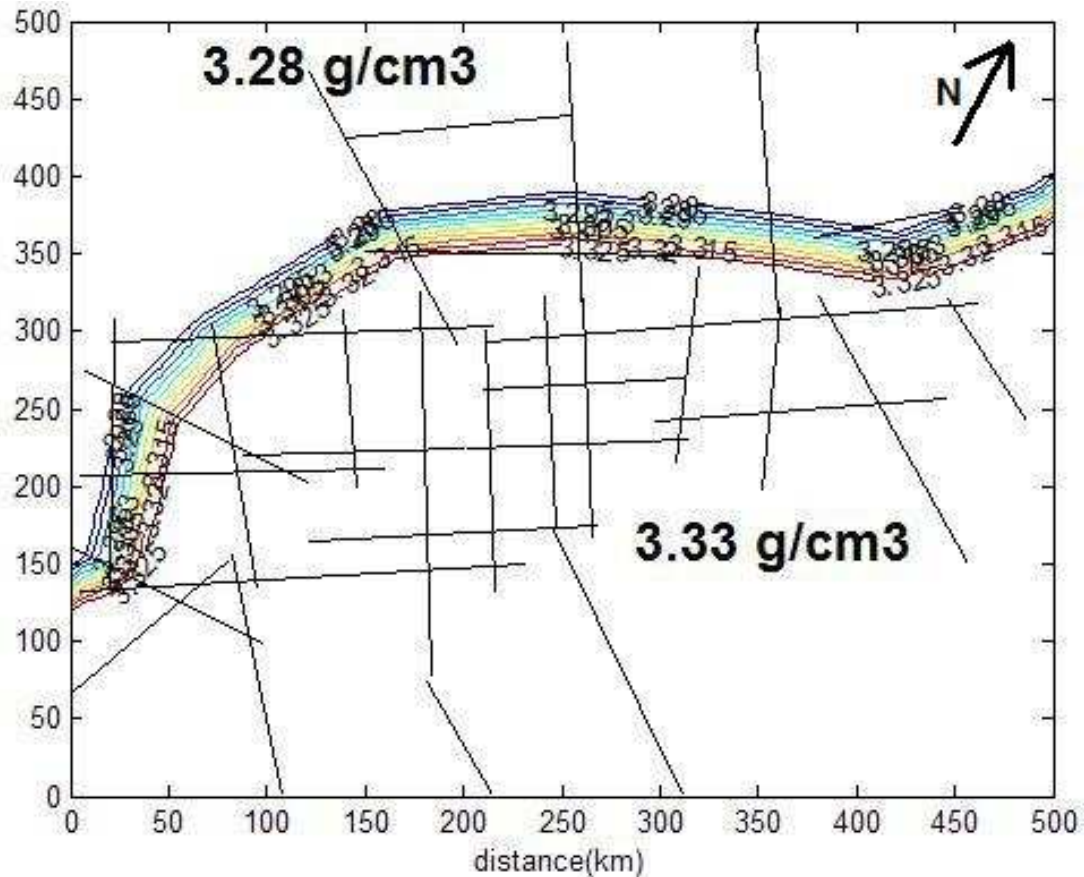


Figur 5.5: Kalkulert felt for ulike tetthetsvariasjoner. A: Kalkulert felt oppnådd ved å øke tettheten i krystallinsk kontinentalskorpe fra 2,83 til 2,9 g/cm<sup>3</sup>. B: Kalkulert felt oppnådd ved å redusere tettheten i oseansk lag 2A, 2B og 3A til henholdsvis 2.6, 2.72 og 2.84 g/cm<sup>3</sup>. C: Kalkulert felt oppnådd ved å redusere tettheten i høyhastighetslegemet/oseansk lag 3B fra 3,1 til 3,0 g/cm<sup>3</sup>. D: Kalkulert felt oppnådd ved å kombinere tetthetsforandringene foretatt i A, B og C.

Breivik et al. (1999) fikk og svært høye gravitasjonsverdier på havbunnskorpen da de modellerte noen profiler i Barentshavet som krysset kontinent-osean grensen. De løste dette ved å redusere tettheten i mantellitosfæren på havsiden av kontinent-osean grensen. Begrunnelsen for denne reduksjonen var at litosfæren under havbunnskorpen er yngre, og dermed varmere, enn litosfæren under kontinentalskorpen. Dette fører til termal ekspansjon og en tetthetsreduksjon i mantellitosfæren under havbunnskorpen. De skriver og at dette bør tas hensyn til ved gravimetrisk modellering langs alle marginene i Nord-Atlanteren, nord for Charlie-Gibbs bruddsonen.

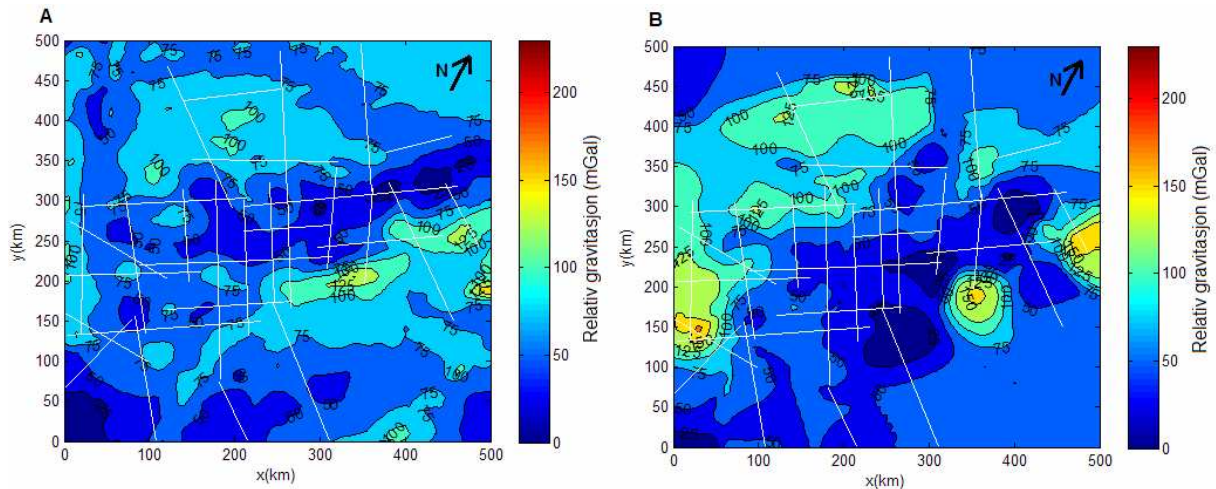


Det ble lagt inn en tetthetsreduksjon i mantellitosfæren over kontinent-osean grensen for å se hvilken effekt dette hadde på den modellerte gravitasjonen. Dette ble gjort ved å la tettheten avta lineært fra 20 kilometer på landsiden av kontinent-osean grensen til 20 kilometer på havsiden av grensen (figur 5.6). På denne måten får all mantellitosfære sør for 20 kilometer på landsiden av kontinent-osean grensen samme tetthet og alt fra og med 20 kilometer på havsiden av kontinent-osean grensen får samme tetthet.



Figur 5.6: Tetthetsreduksjonen i mantelen. Området i sørøst har konstant tetthet på  $3.33 \text{ g/cm}^3$ . Denne tettheten avtar lineært over kontinent-osean grensen og når en konstant verdi på  $3.28 \text{ g/cm}^3$  på osean skorpen. De sorte linjene viser basisprofilene.

Det å innføre en lateral variasjon i manteltettheten førte til bedre overensstemmelse mellom observert og kalkulert felt (figur 5.7). Det var en tetthetsreduksjon fra  $3.33$  til  $3.28 \text{ g/cm}^3$  som gav det beste kalkulerte feltet.



Figur 5.7: A: Observert felt i modelleringsområdet. B: 3D-modellert felt oppnådd ved å redusere tettheten i mantellitosfæren over kontinent-osean grensen.

### 5.3. Modellering ved hjelp av et ankerpunkt

Det finnes ingen steder hvor man kan være sikker på at 3D-modellen er korrekt. All informasjon er basert på seismiske modeller, og disse har en viss usikkerhet. I tillegg er tetthetene i modellen som regel basert på seismiske hastigheter, noe som kan være svært unøyaktig (Barton, 1986). Dersom det hadde eksistert en brønn som penetrerte hele skorpen ville skorpestrukturen og tettheter vært kjent i et område i modellen. Hvis dette hadde vært tilfelle kunne det kalkulerede feltet blitt satt lik det observerte feltet i dette området fordi vi hadde vært sikre på at modellen var riktig her. Dette området hadde da fungert som et ankerpunkt som kunne vært konstant gjennom hele modelleringen. Modelleringen ville da gått ut på å stille resten av modellen relativt til ankerpunktet.

Med dagens teknologi er det ikke mulig å bore gjennom hele skorpen. Man kan derfor aldri være helt sikker på at skorpestrukturer og tettheter er korrekte. Allikevel vil kvaliteten på modellen øke som en funksjon av datamengde og datakvalitet. Det er derfor naturlig å anta et ankerpunkt på det stedet i modellen hvor datadekningen er best.

Det er publisert flere artikler der gravimetrisk modellering er utført ved å bruke et ankerpunkt. Berndt et al. (2001) 2D-modellerte profil 14 i denne oppgaven. De plasserte da et ankerpunkt der skorpemodellen var best kartlagt fra OBS-modellering. Modelleringen ble så utført ved å forandre modellen i områdene utenfor ankerpunktet slik at det kalkulerede feltet stemte overens med det observerte feltet. Tsikalas et al. (2005) plasserte ankerpunktet ute på oseansk skorpe

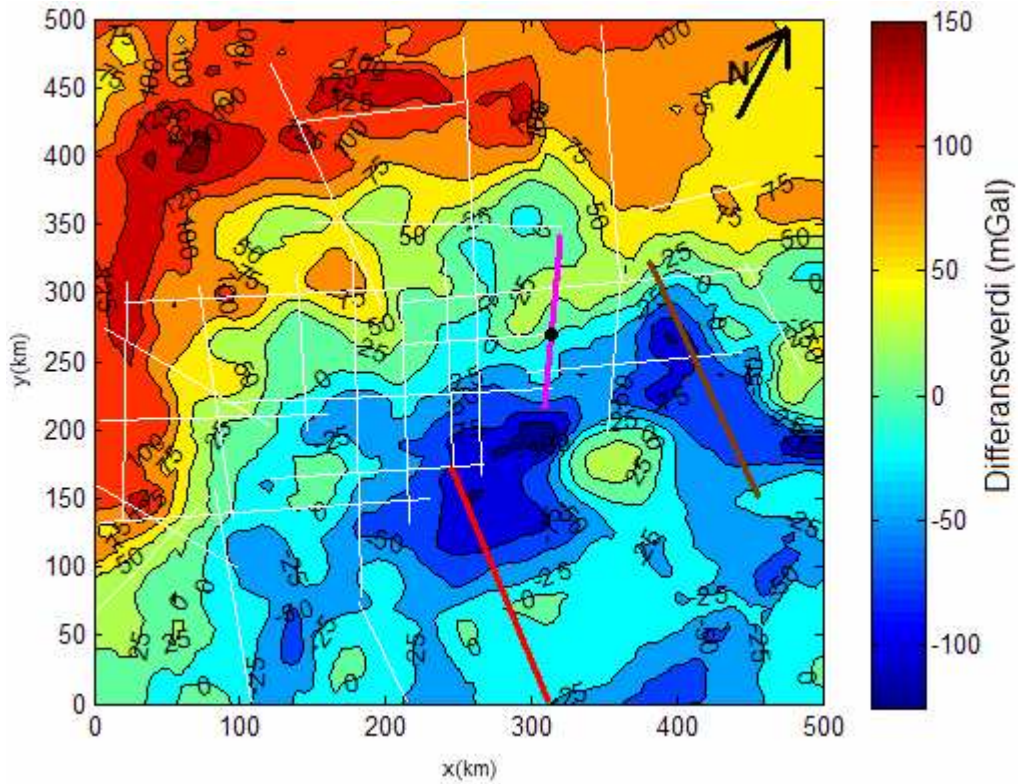
med normal tykkelse da de modellerte profiler på Lofoten-Vesterålen marginen som krysset kontinent-osean grensen. Dette medførte at den gravimetriske modelleringen hovedsakelig resulterte i endringer i modellen på landsiden av kontinent-osean grensen.

3D-modellen i denne oppgaven antas å ha den best kartlagte skorpestrukturen langs midtre deler av profil 25 (Rolf Mjelde personlig kommunikasjon). Dette profilet ble samlet inn ved hjelp av mange OBS mottakere, og stråledekningen er derfor veldig god, særlig langs sentrale deler av profilet (Mjelde et al., 2002). Derfor ble et ankerpunkt plassert omtrent midt på dette profilet, i krysningspunktet mellom profil 20 og 25. Ved å sette det kalkulerte feltet lik det observerte feltet i dette punktet ble det mulig å lage et differansekart der det observerte feltet ble trukket fra det kalkulerte feltet.

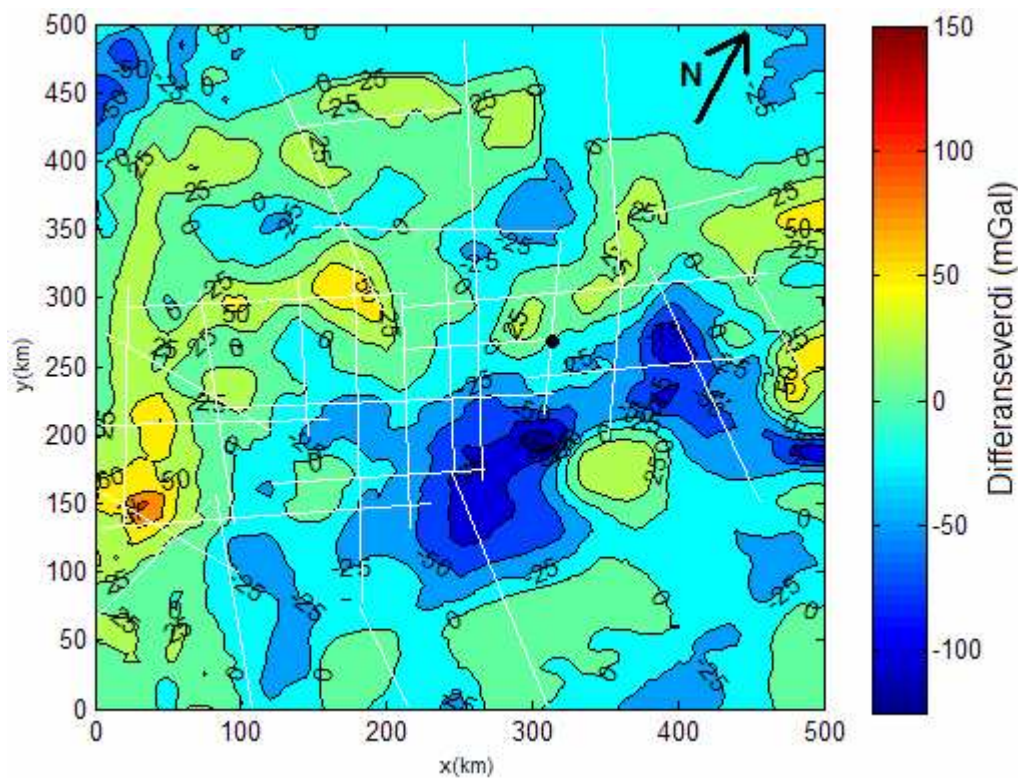
Figur 5.8 viser et differansekart oppnådd ved først å sette de to kartene i figur 5.3 til å ha samme verdi i ankerpunktet og deretter trekke de fra hverandre. Fordelen med et slikt kart er at det gjør det mulig å se hvor modellen må endres for å få kalkulert felt til å passe med observert felt. Dersom differansekartet viser verdier nært null betyr det at det er et godt samsvar mellom observert- og modellert felt i området.

Differansekartet på figur 5.8 viser at de største negative forskjellene ligger like sør for profil 25, i nordvestlige deler av profil 26 og langs store deler av profil 11. De største positive forskjellene ligger på havsiden av kontinent-osean grensen. Siden tetthetene i tabell 5.1 og lagstrukturen langs sentrale deler av profil 25 er satt til å være korrekte i ankerpunktet betyr det at de store forskjellene mellom nordvest og sørøst må reduseres ved å minke massen i de nordvestlige områdene.

Figur 5.5 viste at en reduksjon i tettheten til den oseanske skorpen ikke bidro til store forbedringer i det kalkulerte feltet. Hovedgrunnen til de store forskjellene antas derfor å være et resultat av laterale tetthetsendringer i mantellitosfæren. Figur 5.9 viser et differansekart med et ankerpunkt i sentrale deler av profil 25 og med en reduksjon i manteltetthet over kontinent-osean grensen tilsvarende den som er vist på figur 5.6. Tetthetsreduksjonen resulterer i vesentlig lavere differanseverdier i nordvest.

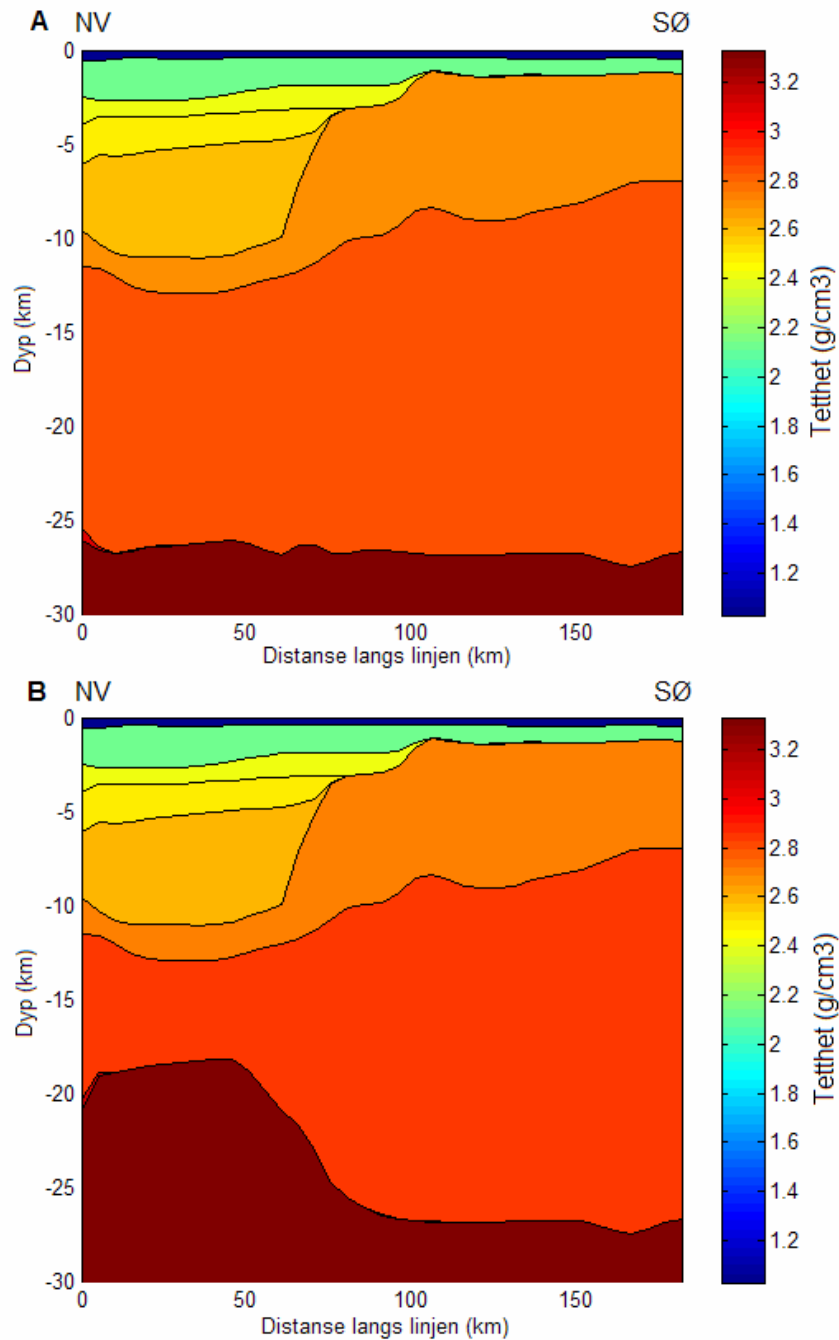


Figur 5.8: Differansekart oppnådd ved å sette det to kartene i figur 5.3 like i ankerpunktet og deretter trekke det observerte feltet fra det kalkulererte. Det sorte punktet er ankerpunktet hvor  $g(\text{kalk})=g(\text{obs})$ . Fargede linjer er profiler som er diskutert i teksten. Brun linje = profil 11, rosa linje = profil 25 og rød linje = profil 26.

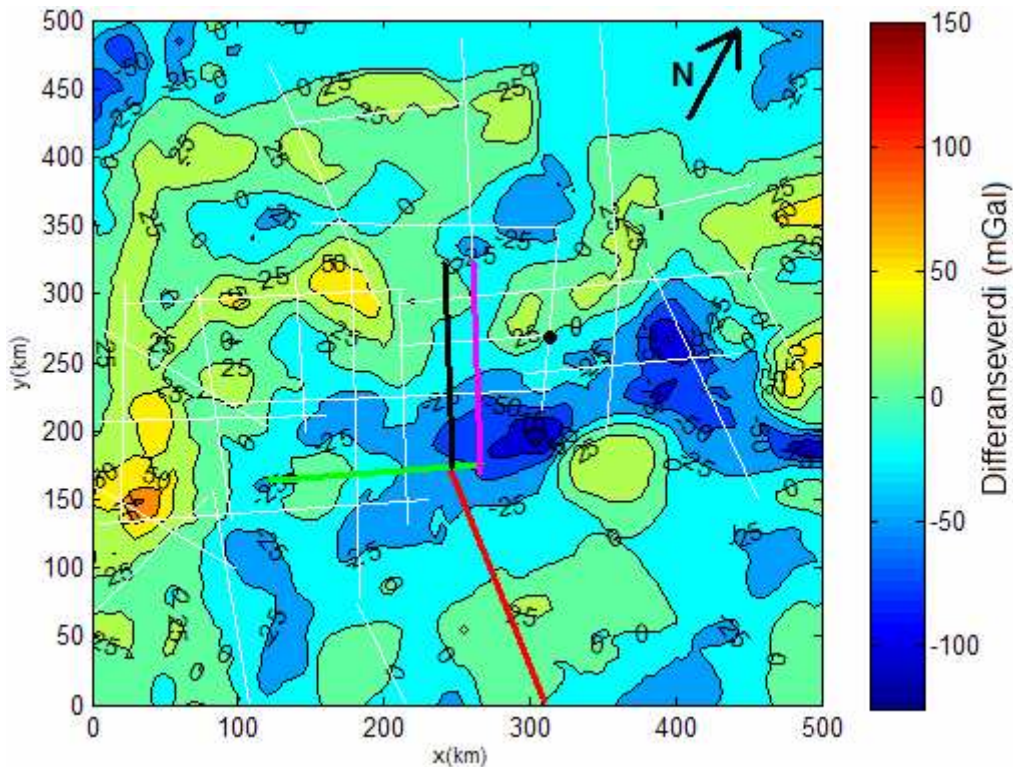


Figur 5.9: Differansekart oppnådd ved å redusere tettheten i mantellitosfæren over kontinent-osean grensen. Sort punkt viser ankerpunktet brukt i modelleringen.

I den nordvestlige delen av profil 26 er de kalkulerte verdiene vesentlig lavere enn de observerte verdiene (figur 5.8). Mer masse må derfor legges inn i dette området. Figur 5.10A viser tetthetsstrukturen langs profil 26 i modellen. Det ble forsøkt å legge inn en grunnere Moho (ca. 19 kilometer) i nordvestlige deler av dette profilet (figur 5.10B). Figur 5.11 viser det resulterende differansekartet. En grunn Moho resulterer i lavere differanseverdier. En tilsvarende oppgrunning av Moho i sørlige deler av profil 23 og 24 samt østlige deler av profil 4 kan bidra til enda lavere differanseverdier.



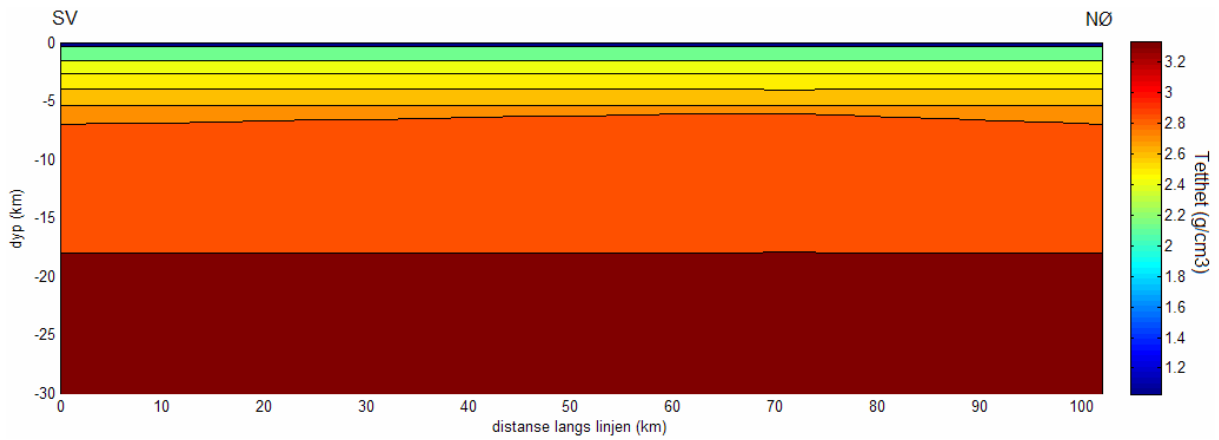
Figur 5.10: A: Tetthetsstrukturen langs profil 26 i 3D-modellen. B: Tetthetsstrukturen etter at Moho er hevet til ca. 19 kilometers dyp i nordvestlige deler av profilet.



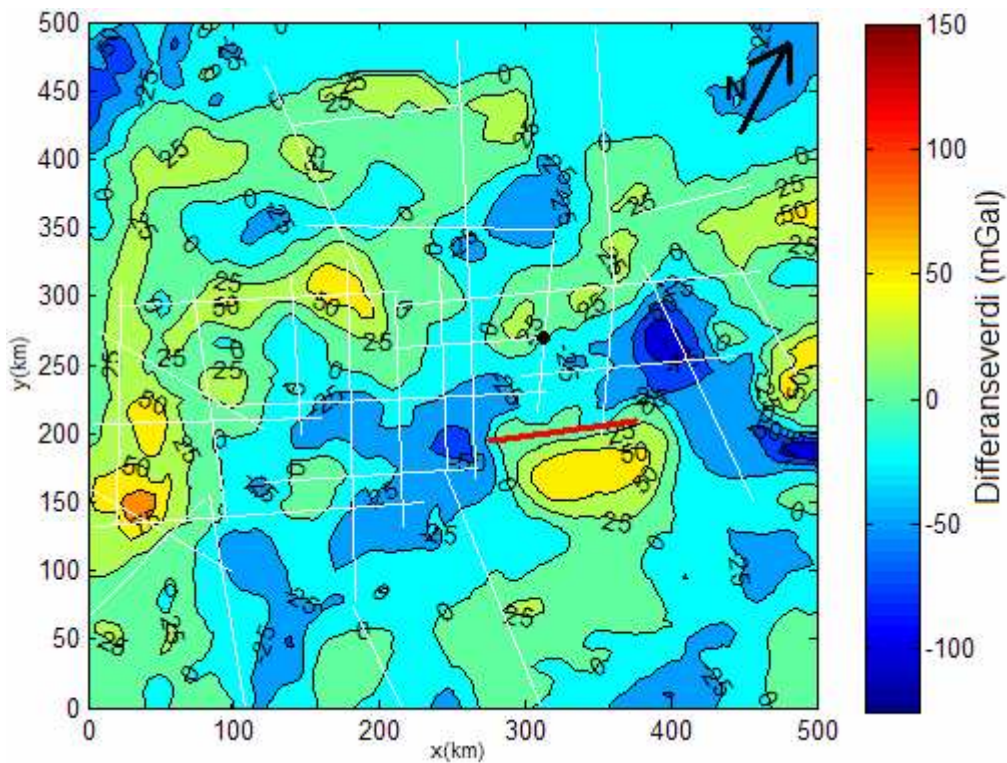
Figur 5.11: Differansekart oppnådd ved å legge Moho grunnere i nordvestlige deler av profil 26. Sort punkt viser ankerpunktet brukt i modelleringen. Fargede linjer er basisprofiler beskrevet i teksten. Grønn linje = profil 4, sort linje = profil 23, rosa linje = profil 24 og rød linje = profil 26.

På de observerte dataene (figur 5.3) eksisterer det en gravitasjonshøyde som strekker seg fra sørlige deler av profil 23 og nordøstover nesten frem til profil 11. Gravitasjonshøyden faller sammen med Utgardshøyden og Flesforkastningskomplekset. I og med at det ikke eksisterer data sør for profil 25 er det vanskelig å si hva som skjer i området, men differansekartet tyder på at betydelig mer masse må inn i modellen i dette området. I sørenden av profil 10 grunner både Moho og krystallinsk basement opp, noe som bidrar til høye kalkulererte gravitasjonsverdier. Det kan være det samme skjer like sør for profil 25. Torne et al. (2003) modellerte med en grunn krystallinsk basement langs Utgardshøyden. Det ser ut til å passe med et Mohodyp på ca. 19 kilometer i nordvestlige deler av profil 26 og OBS modellen for profil 10 viser et Mohodyp på ca. 18 kilometer i sørenden av dette profilet. Det ble derfor forsøkt å legge inn en linje langs Utgardshøyden med en 18 kilometer dyp Moho og en 6,5 kilometer dyp krystallinsk skorpe for å se hvilke resultater dette gav. Tetthetsstrukturen langs linjen som ble lagt inn er vist på figur 5.12. Figur 5.13 viser det resulterende differansekartet. De negative differansene sør for profil 25 er sterkt reduserte. Det har imidlertid oppstått større positive differanseverdier lenger sør. Dette kan være et resultat av at krystallinsk

skorpe/Moho blir dypere i Trænbassenget sør for Utgardshøyden. Dette har blitt modellert av for eksempel Fernandez et al. (2004) og Olesen et al. (2002).



Figur 5.12: Tetthetsstrukturen langs profilet som ble lagt inn langs Utgardshøyden. Se figur 5.13 for plasseringen til profilet i modelleringsområdet.



Figur 5.13: Differansekart oppnådd ved å legge inn et profil med en grunn Moho og krystallinsk basement langs Utgardshøyden (rød linje). Sort punkt viser ankerpunktet brukt i modelleringen.

#### 5.4. Modellering ved å justere Moho og høyhastighetslegemet

Vanndyppet og de sedimentære lagene er de best kartlagte lagene på Vøring marginen. Som regel øker usikkerheten på seismikken for de dypere lagene. Ved å anta at alle grenseflatene fra havbunnen og ned til og med toppen av den kontinentale krystallinske skorpen er korrekte vil forskjellene mellom kalkulert og observert felt kunne forbedres ved å kun stille på de to nederste grenseflatene.

Det ble utviklet et program som tilpasset toppen av høyhastighetslegemet og Moho for å gi best mulig samsvar mellom kalkulert- og observert felt. Dette ble gjort ved hjelp av en iterativ prosess beskrevet i Cordell og Henderson (1968). Programmet fungerer slik at observert- og kalkulert felt først blir satt like i et valgt ankerpunkt. Deretter regnes gjennomsnittlig differanse mellom observert og kalkulert felt ut over 20x20 kilometer store områder. Denne differanseverdien ( $\Delta g$ ) brukes til å beregne tykkelsen  $\Delta h$  av en Boguer-plate ved hjelp av

formelen 
$$\Delta h = \frac{\Delta g}{2\pi G \Delta \rho}$$
. De to grenseflatene flyttes så  $\Delta h$ , det nye feltet beregnes og en ny

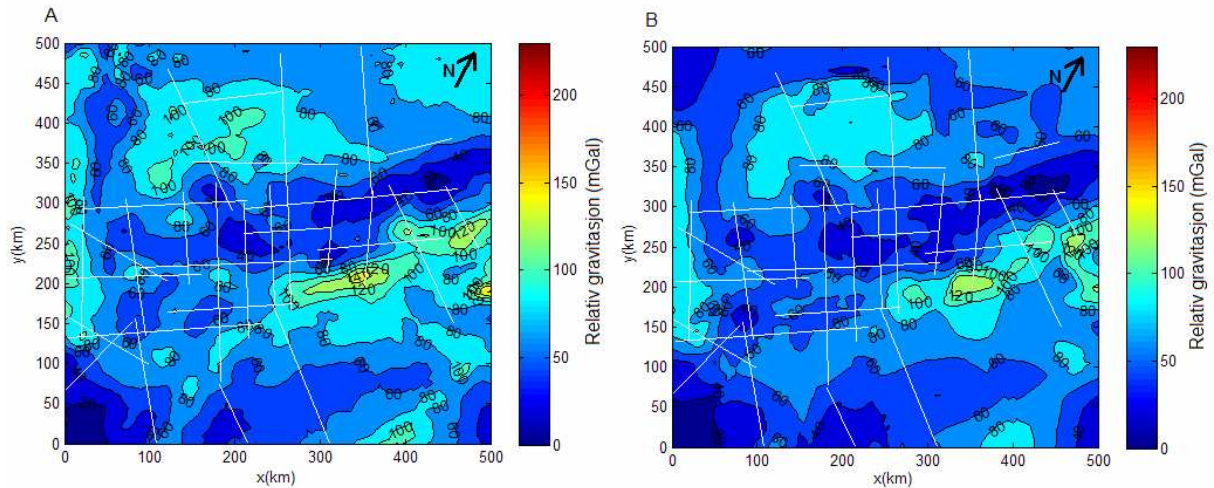
justering foretas. Forsøk viste at etter 10 iterasjoner ble endringene neglisjerbare. Dersom observert felt ligger høyere enn kalkulert felt vil programmet heve de to laggrensene. Det motsatte gjøres dersom kalkulert felt ligger høyest. Grenseflatene flyttes like mye slik at høyhastighetslegemet har den samme tykkelsen hele tiden.

Hvis de to nederste grenseflatene må heves så mye at toppen av høyhastighetslegemet kolliderer med toppen av den kontinentale krystallinske skorpen vil programmet stoppe iterasjonsprosessen i dette gridpunktet. Dette fører til at i områdene på den oseanske skorpen der den kontinentale krystallinske skorpen har nulltykkelse vil forbedringene være minimale dersom det kalkulerte feltet er lavere enn det observerte.

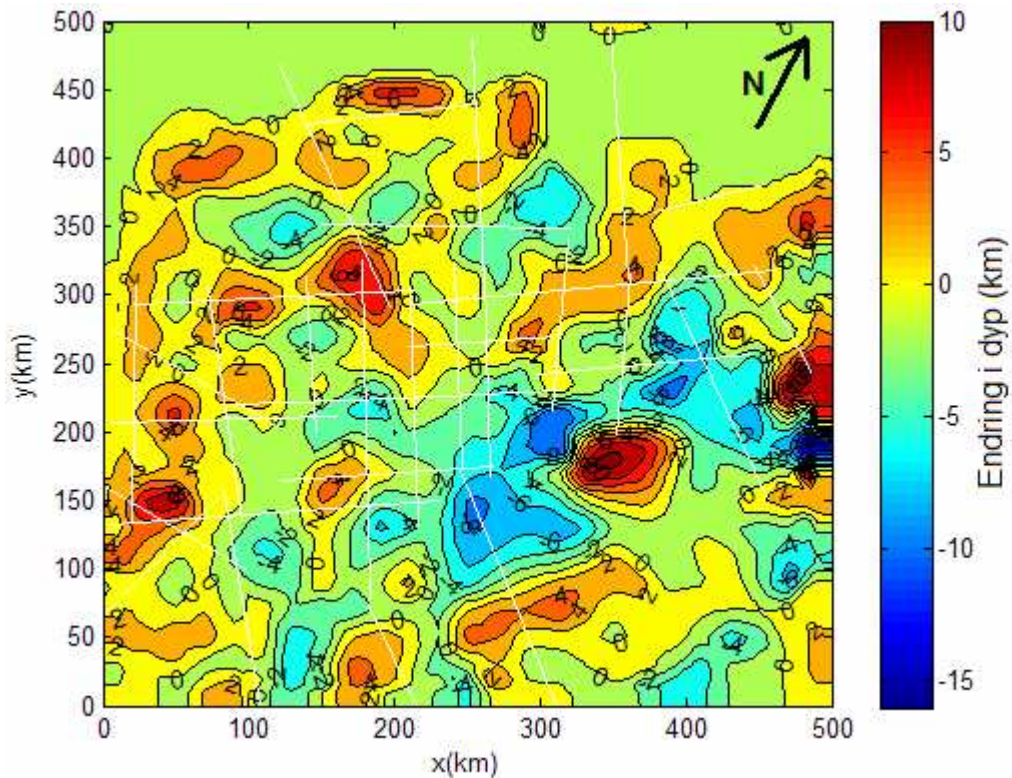
I figur 5.14 vises observert- og kalkulert felt etter at programmet beskrevet over ble kjørt på 3D-modellen med en reduksjon i manteltetthet over kontinent-osean grensen (figur 5.6), mens figur 5.15 viser forandringene som ble gjort for de to grenseflatene. Ankerpunktet som ble brukt var det samme som ble brukt for å lage differansekartene i kapittel 5.3. På figur 5.15 betyr negative verdier at laggrensene er hevet mens positive verdier betyr at de er senket. Det ser ut til at mye av det kalkulerte feltet kan forbedres ved å heve eller senke Moho og høyhastighetslegemet et par kilometer. Noen steder er imidlertid forandringen såpass brutal



og lokal at det virker som en lite sannsynlig geologisk modell. Vi ser på figur 5.14 at tilpasningen er dårligst i de nordvestlige områdene. Grunnen til dette er at den kontinentale krystallinske skorpen har nulltykkelse her. Som beskrevet over vil programmet derfor ikke kunne heve de to nederste grenseflatene mer i dette området og det kalkulerete feltet forblir vesentlig lavere enn det observerte.



Figur 5.14: A: Observert felt. B: Kalkulert felt oppnådd ved å tilpasse toppen av høyhastighetslegemet og Moho.



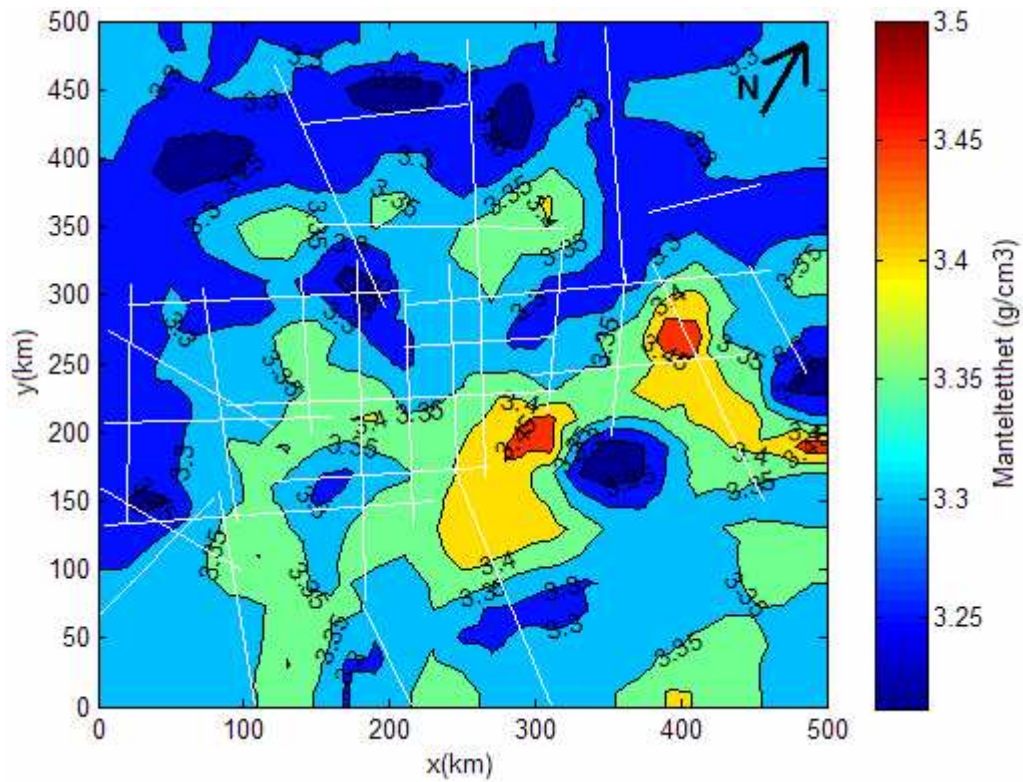
Figur 5.15: Figuren viser hvor mye toppen av høyhastighetslegemet og Moho flyttes for å få det kalkulerete feltet i figur 5.14B. Positive verdier betyr at de to grenseflatene blir dypere mens negative verdier representerer en heving av grenseflatene.

### **5.5. Modelling ved å tilpasse tettheten i mantellitosfæren**

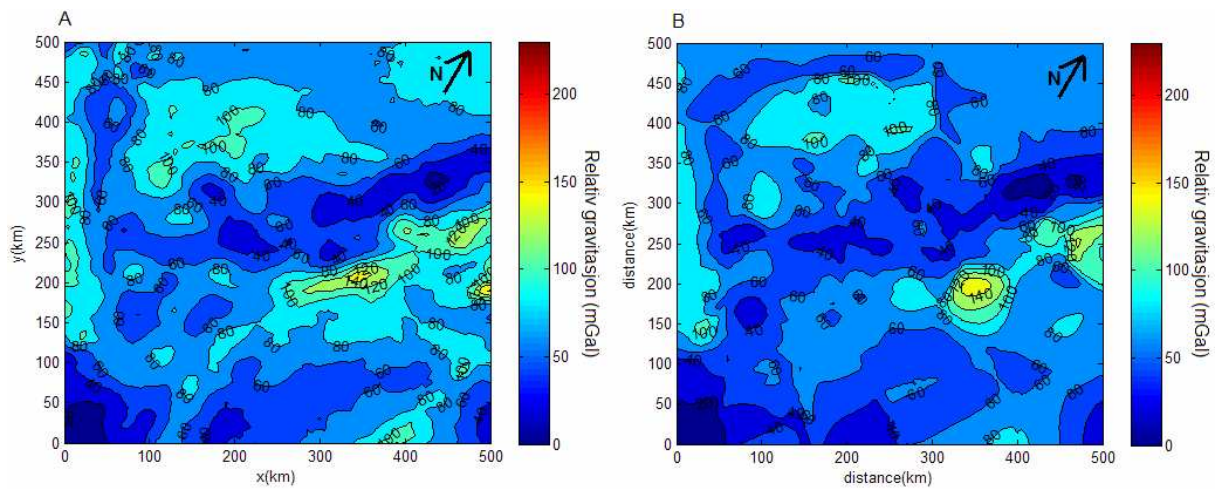
I stedet for å justere grenseflatene kan iterasjonsprosessen beskrevet i kapittel 5.4 bli brukt til å forbedre det kalkulerede feltet ved å la tettheten i et lag variere lateralt. Prosessen er den samme som i kapittel 5.4, bortsett fra at det er  $\Delta\rho$  som beregnes.

Det ble forsøkt å la tettheten i mantellitosfæren variere lateralt. Modellen som ble gitt som input var 3D-modellen med en konstant manteltetthet på  $3,33 \text{ g/cm}^3$ . Tetthetsintervallet som manteltettheten varierte mellom ble satt til å være  $\pm 5\%$  av den opprinnelige manteltettheten på  $3,33 \text{ g/cm}^3$ . Figur 5.16 viser tetthetsstrukturen i mantelen som ble oppnådd ved å kjøre iterasjonsprogrammet. Tetthetene varierer fra  $3,21$  til  $3,48 \text{ g/cm}^3$ . Tetthetene i mantellitosfæren er generelt lavere på havsiden av kontinent-osean grensen enn på landsiden. Dette stemmer bra med resultatene vist i figur 5.7. Vi kan se at områdene i figur 5.16 hvor tetthetsreduksjonen er kraftig faller sammen med områder i figur 5.15 hvor dypet til Moho og høyhastighetslegemet økes. Tilsvarende faller områdene der tettheten økes sammen med områder hvor høyhastighetslegemet og Moho heves. Figur 5.17B viser det kalkulerede feltet når tetthetsstrukturen i figur 5.16 brukes i mantellitosfæren.

Hvis manteltettheten kunne variert med mer enn  $\pm 5\%$  ville det kalkulerede feltet blitt enda bedre. Dette ville imidlertid resultert i svært store variasjoner i manteltetthet, noe som er vanskelig å forklare geologisk.



5.16: Tetthetsstrukturen i mantelen oppnådd ved å bruke iterasjonsprogrammet beskrevet over.



Figur 5.17: A: Observerte friluftsanomalier i modellingsområdet. B: Kalkulert felt oppnådd ved å bruke en tetthetsstruktur i mantellitosfæren slik som vist på figur 5.16.



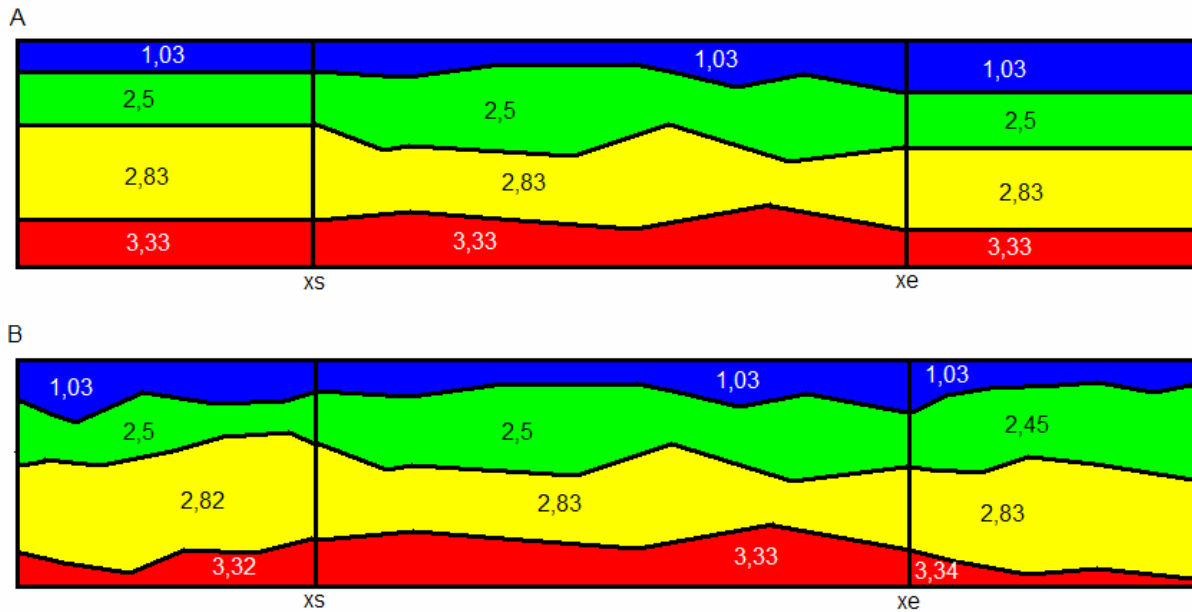
## 6. Forskjeller mellom 2D og 3D gravimetri

3D-modellen som ble beskrevet i kapittel 4 og 5 gjør det mulig å beregne relativ 3D-gravitasjon langs et hvilket som helst profil i modellen. For å kunne studere forskjeller mellom 2D-modellering og 3D-modellering ble det skrevet et program som beregnet den relative 2D gravitasjonen langs en vilkårlig linje i 3D-modellen. 2D gravitasjonen ble beregnet ved hjelp av 2D-versjonen av Parkers formel der den todimensjonale Fouriertransformasjonen er erstattet av den endimensjonale Fouriertransformasjonen. Ved hjelp av dette programmet var det mulig å sammenligne 2D-gravitasjonen og 3D-gravitasjonen langs en vilkårlig linje i 3D-modellen.

I denne oppgaven defineres 3D-effekter som alle bidrag til gravitasjonsfeltet langs et profil fra strukturer og/eller tetthetsendringer som ligger utenfor profilet og avviker fra en 2D struktur. I 2D-modellering er det vanlig å forlenge profilet i hver ende ved å ekstrapolere lagstrukturen og tetthetsstrukturen horisontalt ut. Dette gjøres for å unngå endeeffekter når gravitasjonen beregnes. Denne ekstrapolasjonen kan resultere i feil hvis lagstrukturen og/eller tetthetsstrukturen endrer seg dramatisk utenfor endene av 2D-profilet. 3D-effekter er derfor både bidrag fra strukturer vinkelrett på linjen og bidrag fra strukturer utenfor endene av profilet.

### **6.1. Feil som kan gjøres ved å ekstrapolere horisontalt utenfor endene av profilet**

I programmet som ble skrevet for å beregne relativ 2D-gravitasjon langs et profil i 3D-modellen var det mulig å velge om 2D-feltet skulle kalkuleres med horisontal forlengelse eller reell forlengelse. Hvis horisontal forlengelse ble valgt ble lagstrukturen og tetthetsstrukturen i endene av profilet ekstrapolert 1000 kilometer til hver side uten å ta hensyn til endringene som finner sted i 3D-modellen utenfor endene. Hvis reell forlengelse ble valgt ble lagstrukturene og tetthetsstrukturene utenfor endene av profilet gitt samme form som i 3D-modellen. Figur 6.1 illustrerer forskjellen på 2D-modellering med horisontal forlengelse og 2D-modellering med reell forlengelse.

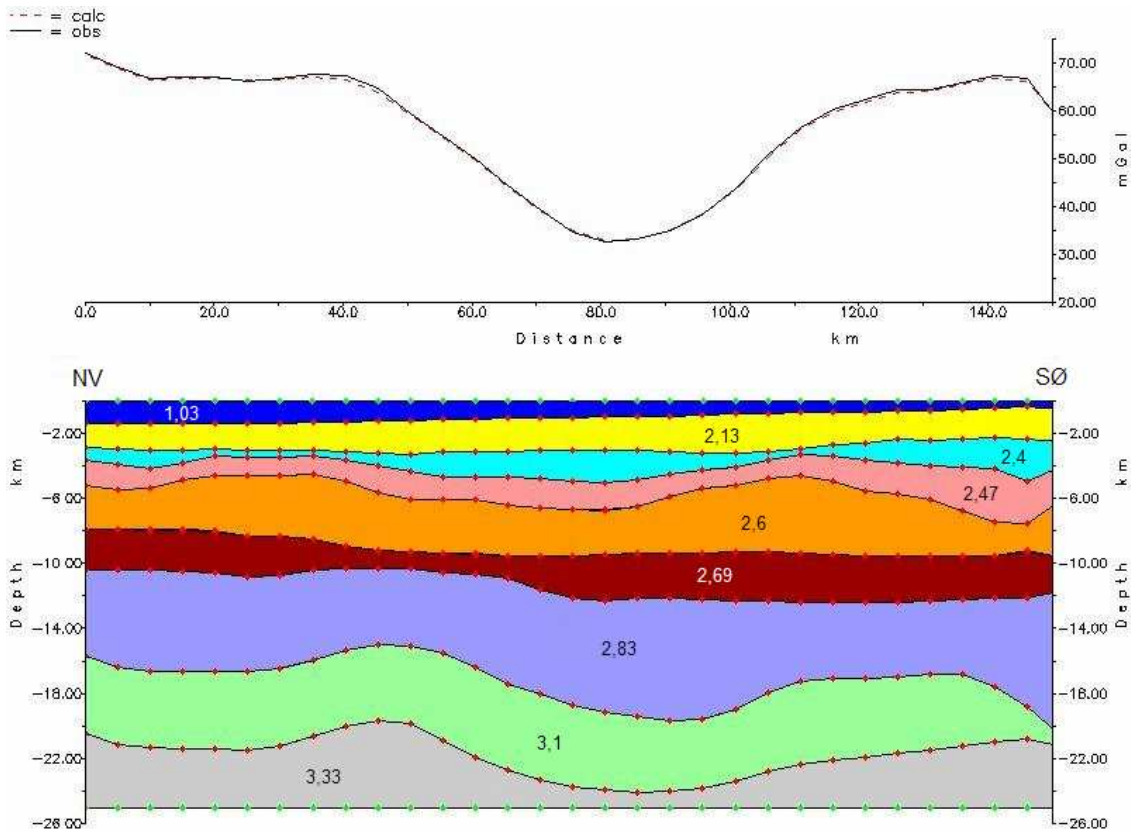


Figur 6.1: A: Horisontal forlengelse utenfor endene av profil xs-xe. B: Reell forlengelse utenfor endene av profil xs-xe. Tallene viser tetthet i g/cm<sup>3</sup>.

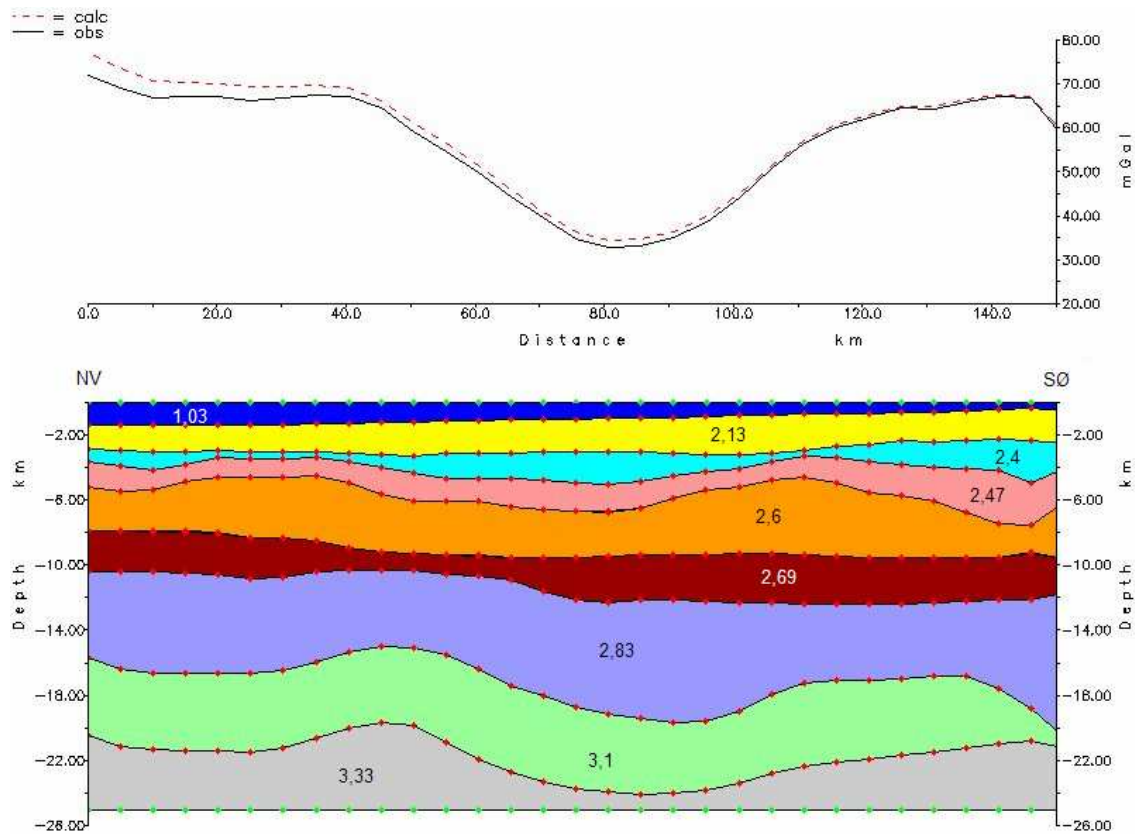
For å vise forskjellen i 2D-modellering med og uten horisontal ekstrapolasjon utenfor profilets endepunkter ble det gjort noen forsøk i 2D modelleringsprogrammet GRAVMAG. Dette programmet er basert på polygonmetoden beskrevet i Talwani et al. (1959). Det ble derfor laget en polygonfil av lagstrukturen langs profil 23 i 3D-modellen. Denne filen ble formatert slik at profilet ble forlenget 1000 kilometer horisontalt utenfor hver av endene. Siden det er lett å forandre lagstrukturer/tetthetsstrukturer i GRAVMAG var det lett å studere effekten av å forandre disse utenfor profilet.

Figur 6.2 viser kalkulert felt (rød stiplet kurve) for profil 23 når lagstrukturen og tetthetsstrukturen i endene av profilet er ført horisontalt ut. Modellen har en tykkelse på 100 kilometer, men det er bare den øverste delen av modellen som er vist på figurene. Laget som strekker seg fra Moho og ned til 100 kilometers dyp representerer mantellitosfæren. Den sorte kurven som står som observert felt i figuren faller sammen med den røde kurven. Grunnen til at 2 like kurver er tatt med er for å studere effekter av å forandre strukturer utenfor endene av profilet. Den sorte kurven vil være konstant hele tiden og representerer feltet modellen ville gitt dersom lagstrukturen/tetthetsstrukturen i endene av profilet var ført horisontalt ut, mens den stiplede kurven vil variere alt etter hvilken forlengelse som brukes. Forskjeller mellom de to kurvene vil da vise feil som kan oppstå hvis vi ignorerer strukturer utenfor endene av profilet.

Et eksempel er vist i figur 6.3. Her ble det lagt inn en 4 kilometer oppgrunning av Moho 30 kilometer utenfor den venstre delen av profilet. Figuren viser effekten dette hadde på det kalkulerede feltet. En ser at Moho oppgrunningen virker inn på profilet selv om den ligger 30 kilometer utenfor. Det er ikke snakk om mer enn 4-5 mGal, men det er nok til å påvirke modelleringen. I dette tilfellet ville 2D-modellering med horisontal forlengelse ført til at det ble modellert med for høy masse i nordvestlige deler av profilet relativt til de sørøstlige delene. I dette tilfellet ville det ikke en horisontal forlengelse resultert i store feil, men hadde Moho oppgrunningen vært mer dramatisk eller ligget nærmere enden av profilet ville feilen blitt større.



Figur 6.2: Kalkulert 2D-felt for profilet nederst på figuren. Profilet er forlenget horisontalt på hver side. Det observerte feltet er satt lik feltet som oppnås med 2D-modellering av en horisontalt forlenget modell. Tallene i skorpemodellen har benevningen  $\text{g/cm}^3$ .



Figur 6.3: Kalkulert felt oppnådd ved å heve Moho 4 kilometer 30 kilometer til venstre for profilet. Tallene i skorpemodellen har benevnningen  $\text{g/cm}^3$ .

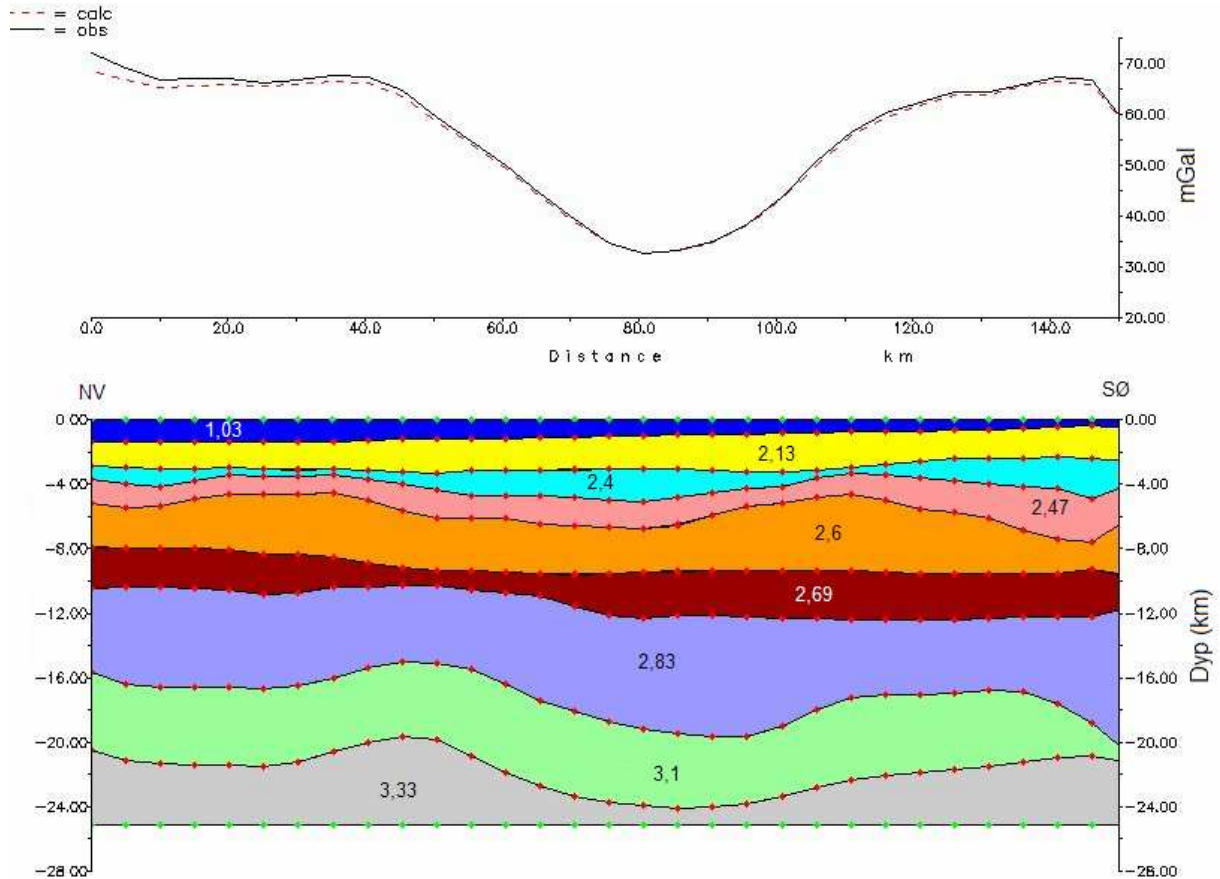
Det ble forsøkt å legge inn økninger i vanddyb utenfor profilet. Hvis økningen ble lagt 20 kilometer utenfor profilet hadde det så å si ingen effekt på den kalkulererte kurven langs profilet for realistiske endringer i vanddyb. En brå økning i vanddyb på 1000 meter 10 kilometer utenfor profilet gav resultatet vist i figur 6.4. Selv om økningen var dramatisk like utenfor profilet var effekten neglisjerbar langs profilet. For at en endring i vanddyb utenfor profilet skal ha noen effekt på feltet langs profilet må endringen ligge nært profilet (mindre enn 10 kilometer) og være kraftig.

Tilsvarende forsøk ble gjort med lagene mellom havbunnen og Moho. Det viste seg at for lag med omtrent samme tykkelse gav de dypere lagene effekter ut til større distanser enn de grunne lagene. Grunnen til at de dypere lagene virker mer regionalt enn de grunne lagene er at det kun er vertikalkomponenten til gravitasjonen som måles og modelleres.

Vertikalkomponenten for grunne masser vil være stor dersom observasjonspunktet er rett over massen, men etter hvert som vi beveger oss bort fra massen vil horisontalkomponenten bli mer og mer dominerende. For dypere masser vil vertikalkomponenten være dominerende ut til større distanser og derfor vil bidragene fra disse virke mer regionalt. Figur 6.5 illustrerer

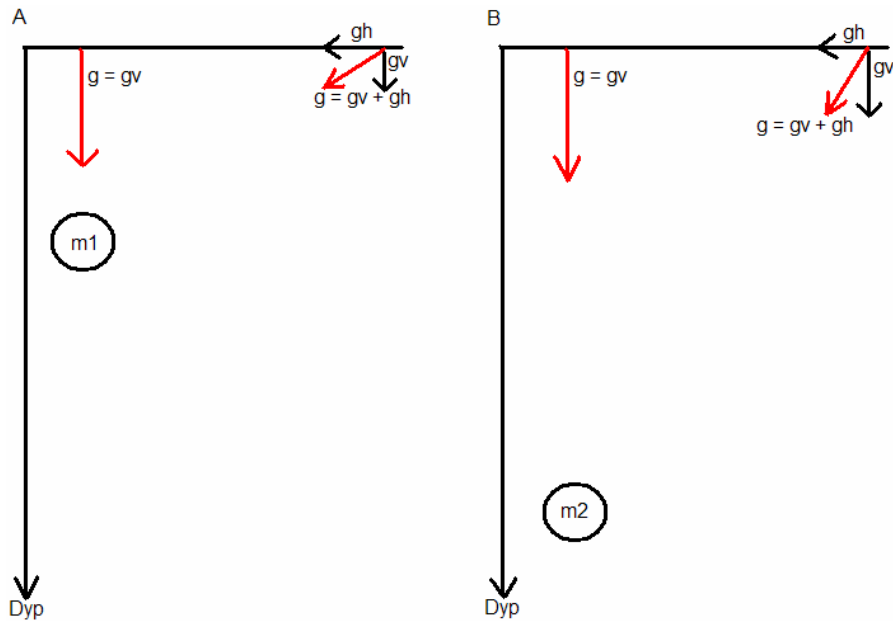


dette prinsippet ved hjelp av punktmasser i ulike dyp. Figur 6.6 illustrerer det samme, men her er punktmassene erstattet av plater. Begge figurene viser at de dype tetthetskontrastene virker mer regionalt.

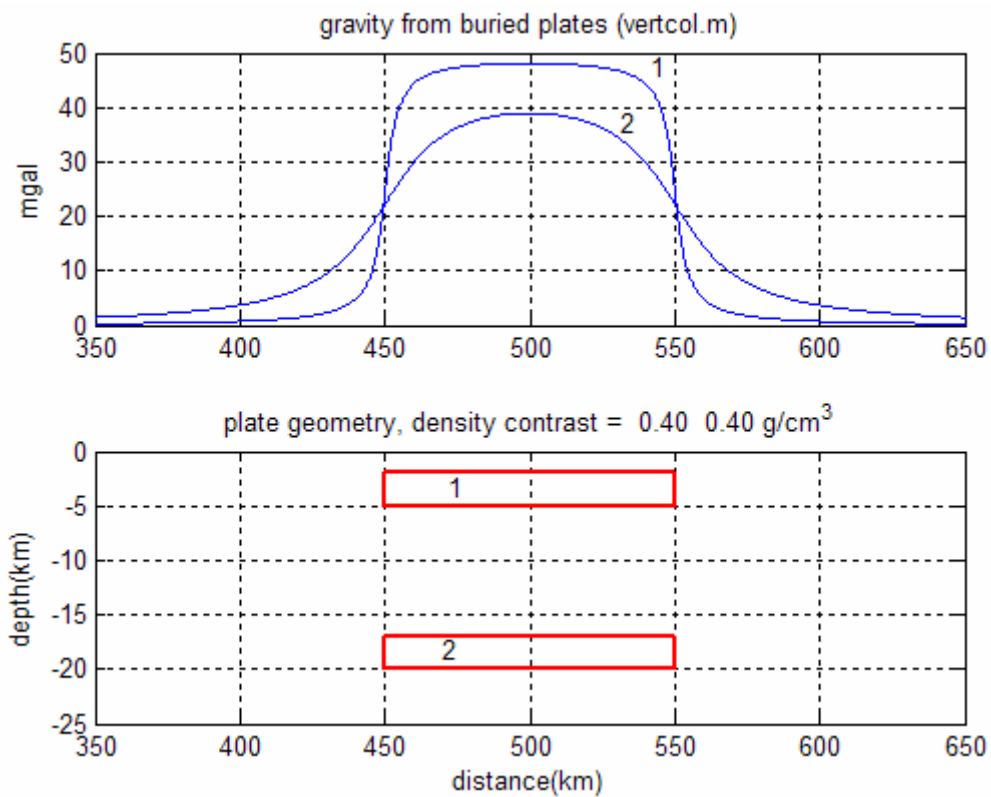


Figur 6.4: Effekten av å øke vanddyppet med 1000 meter 10 kilometer til venstre for profilet. Tallene i skorpemodellen har benevningen  $\text{g/cm}^3$ .

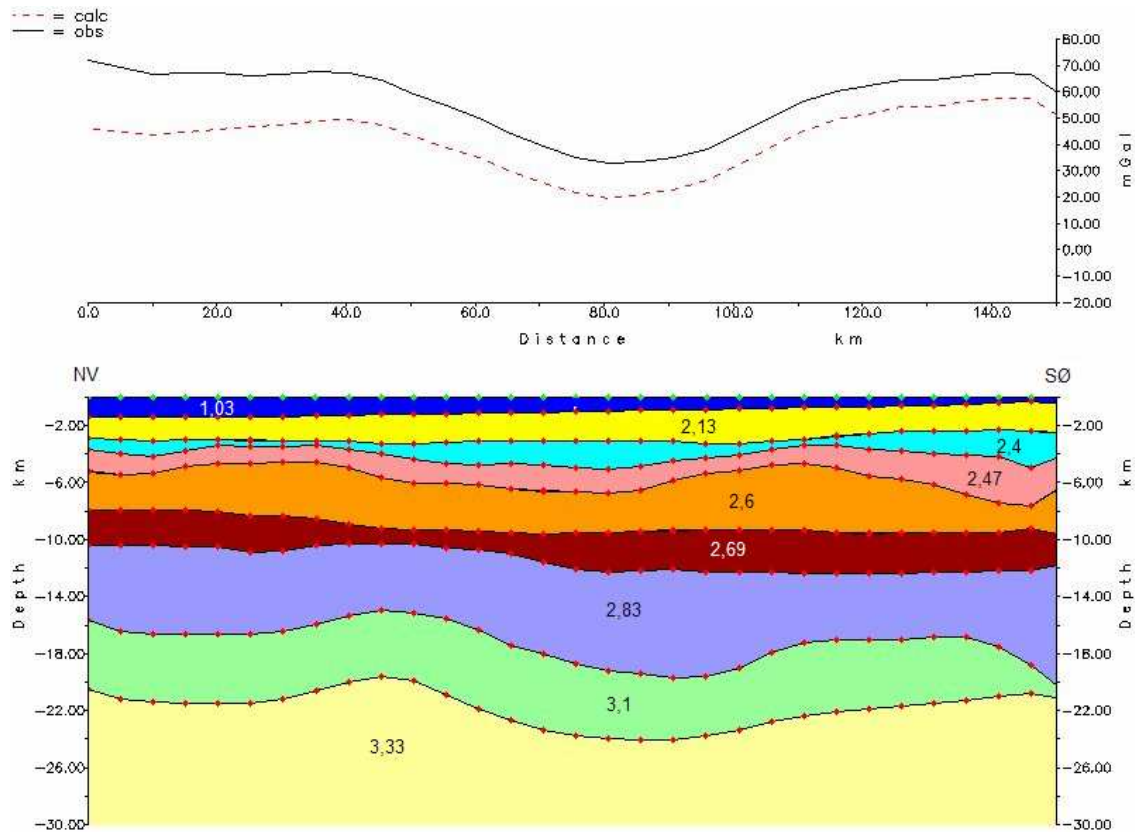
Det ble også forsøkt å legge inn en reduksjon i manteltetthet 70 kilometer til venstre for profilet. Manteltettheten ble redusert fra  $3,33 \text{ g/cm}^3$  til  $3,31 \text{ g/cm}^3$  70 kilometer fra profilet og fra  $3,31 \text{ g/cm}^3$  til  $3,29 \text{ g/cm}^3$  80 kilometer fra profilet. Figur 6.7 viser effekten dette hadde på det kalkulerte feltet. Vi ser at denne endringen resulterte i store utslag på feltet langs profilet. I nordvestlige deler av profilet er det kalkulerte feltet senket med ca. 25 mGal, mens det i sørøstlige deler er senket med ca. 10 mGal. Dette fører til en relativ endring på 15 mGal mellom nordvestlige og sørøstlige deler av profilet. Hvis den kalkulerte kurven skal fortsette å være lik den observerte kurven må modellen endres. Det må mer masse inn i de nordvestlige delene relativt til de sørøstlige.



Figur 6.5: A: Gravitasjon fra en grunn masse ved 2 ulike avstander fra massen. Når observasjonspunktet er loddrett over massen  $m_1$  er vertikalkomponenten til gravitasjonen ( $gv$ ) lik absoluttverdien til gravitasjonen. Når observasjonspunktet ligger lenger fra massen vil horisontalkomponenten ( $gh$ ) bli mer dominerende. B: Når massen  $m_2$  ligger dypere vil vertikalkomponenten være dominerende ut til større avstander. På figuren er  $m_2 > m_1$ .



Figur 6.6: Figuren viser bidragene til gravitasjonsfeltet fra plate 1 og 2. Begge platene har en tykkelse på 3 kilometer og en tetthetskontrast på  $0,4 \text{ g/cm}^3$  i forhold til omgivelsene. Toppen av plate 1 ligger på 2 kilometers dyp, mens toppen av plate 2 ligger på 17 kilometers dyp.



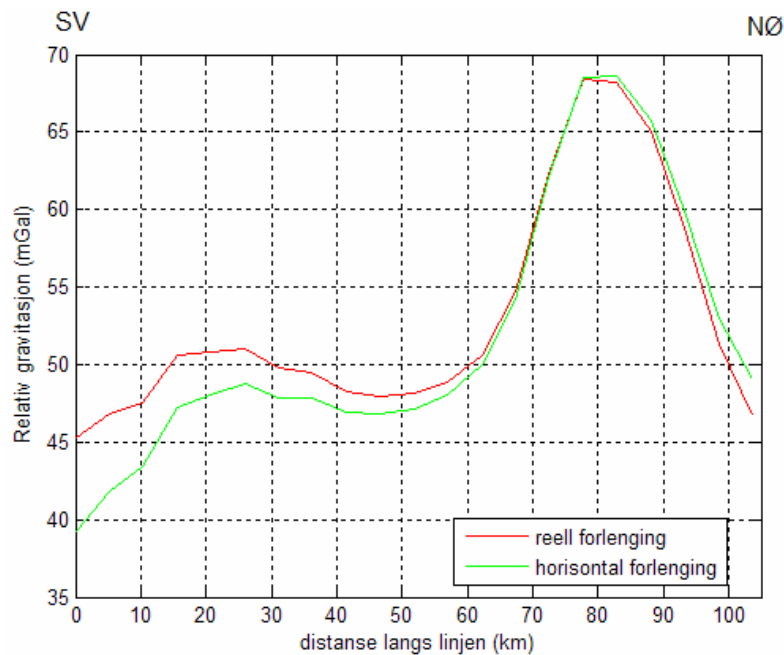
Figur 6.7: Resultatet av å redusere tettheten i mantelen fra 3,33 til 3,31  $\text{g/cm}^3$  70 kilometer til venstre for profilet og fra 3,31 til 3,29  $\text{g/cm}^3$  80 kilometer til venstre for profilet. Tallene i skorpemodellen har benevnningen  $\text{g/cm}^3$ .

Modelleringen som ble gjort i GRAVMAG viser at feil kan gjøres hvis det modelleres med horisontal forlengelse. Det er hovedsakelig nært endene av profilet den horisontale forlengelsen vil resultere i feil, men hvis endringene utenfor profilet ligger dypt kan det og påvirke modelleringen lenger inn på profilet (figur 6.5 og 6.6).

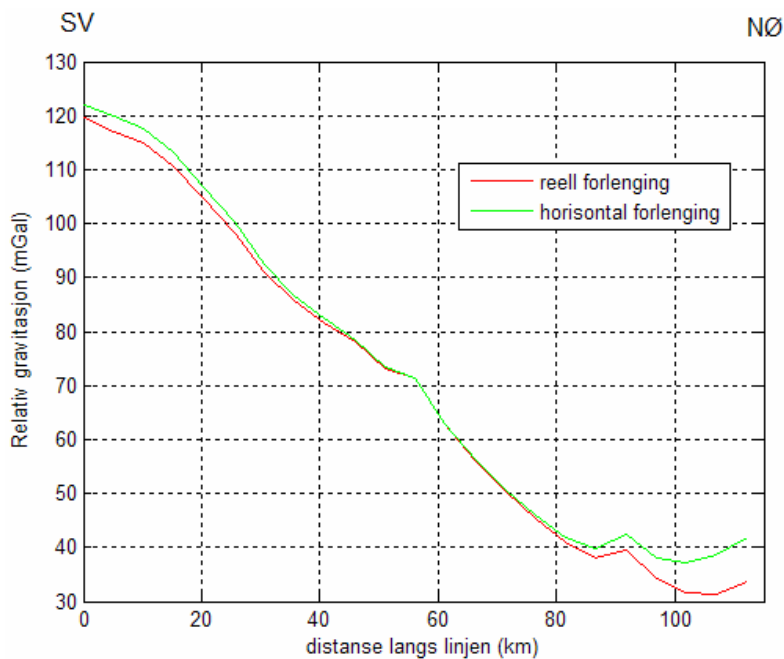
I resten av kapittel 6.1 sammenlignes 2D horisontal forlengelse med 2D reell forlengelse langs tre profiler i 3D-modellen hvor modellen antas å være god.

Figur 6.8 viser forskjellen på 2D modellering med horisontal forlengelse og 2D modellering med reell forlengelse langs profil 20. De største forskjellene mellom de to kurvene ligger i den sørvestlige enden av profilet. Her ligger kurven oppnådd med horisontal forlengelse ca. 5 mGal lavere enn kurven oppnådd ved å bruke reell forlengelse. Hvis dette profilet hadde blitt modellert med horisontal forlengelse ville det ført til at sørvestlige deler av profilet hadde fått mer masse enn det ville hatt dersom det ble modellert med reell forlengelse.

Figur 6.9 viser tilsvarende for profil 3. I begge endene av profilet er det forskjeller mellom horisontal og reell forlengelse. I sørvest er forskjellene så små at det ikke har noen betydning for modelleringen. I nordøst ligger kurven oppnådd med horisontal forlengelse ca. 8 mGal over kurven som ble oppnådd ved reell forlengelse. I dette tilfellet ville modellering med horisontal forlengelse ført til mindre masse i nordøst enn det som hadde vært tilfelle dersom reell forlengelse hadde blitt brukt.

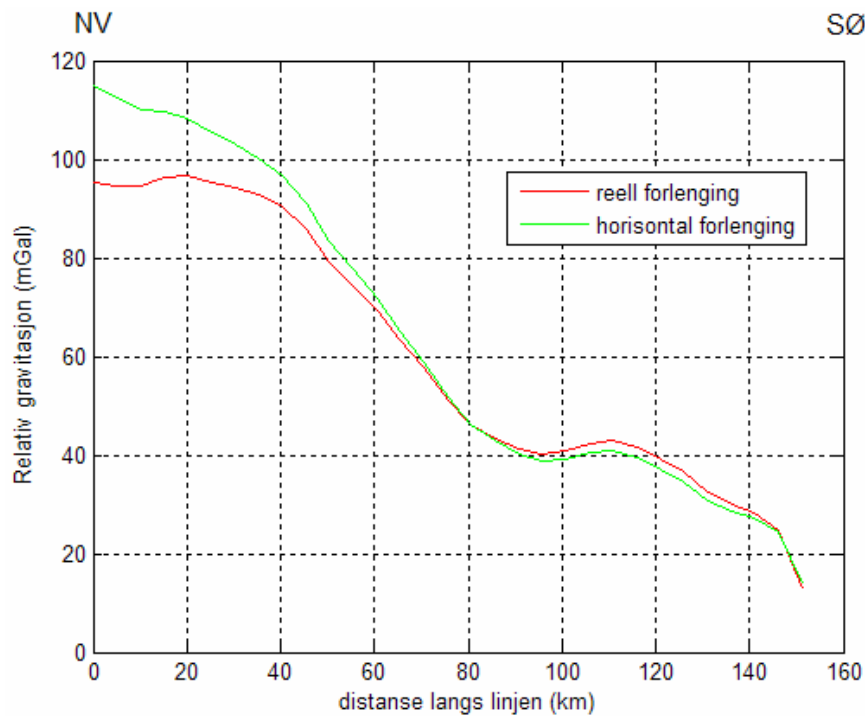


Figur 6.8: Forskjell på 2D modellering med horisontal forlengelse (grønn) og 2D modellering med reell forlengelse (rød) langs profil 20.



Figur 6.9: Forskjell på 2D modellering med horisontal forlengelse (grønn) og 2D modellering med reell forlengelse (rød) langs profil 3.

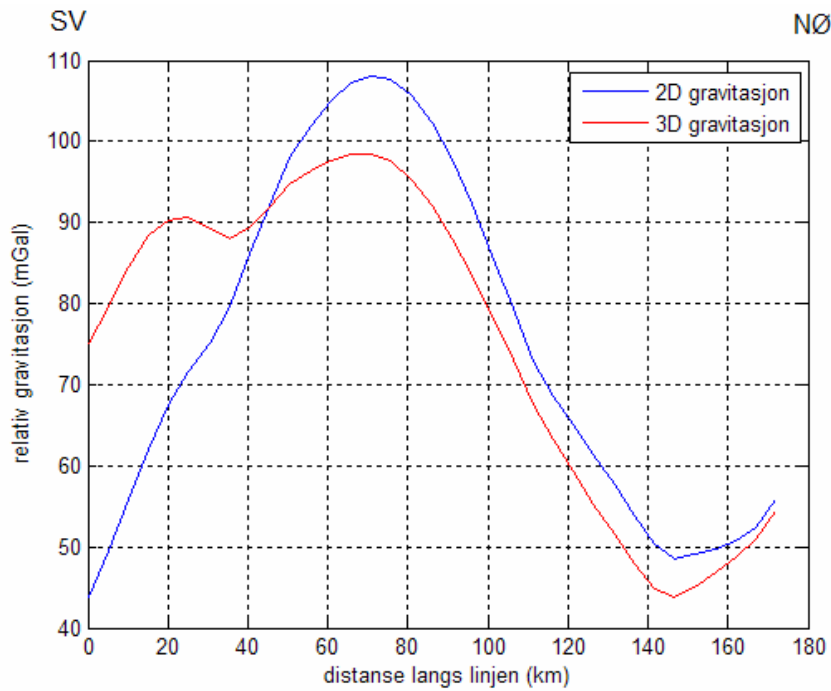
Figur 6.10 viser forskjellen på horisontal og reell forlengelse langs profil 23. I de nordvestlige delene av profilet ligger kurven oppnådd ved hjelp av horisontal forlengelse ca. 20 mGal høyere enn kurven for reell forlengelse. Her ville bruken av horisontal forlengelse resultert i mindre masse i nordvest enn hva vi ville fått dersom det hadde blitt modellert med reell forlengelse.



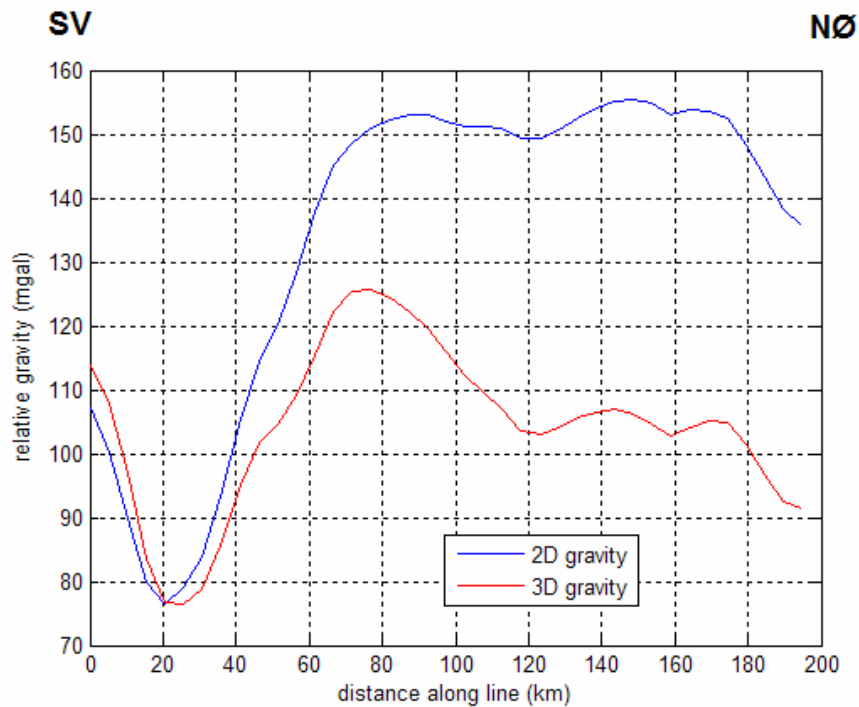
Figur 6.10: Forskjell på 2D modellering med horisontal forlengelse (grønn) og 2D modellering med reell forlengelse (rød) langs profil 23.

## 6.2. Feil som kan gjøres ved å ignorere strukturer vinkelrett på profilet

Ved å bruke reell forlengelse fjernes effektene av strukturer som ligger utenfor endene av profilet og vi kan studere 3D-effektene fra strukturer som ligger normalt på profilet. De to profilene som viste de største forskjellene mellom 2D og 3D kurven var profil 9 og 14. Figur 6.11 og 6.12 viser en sammenligning mellom 3D feltet og 2D feltet med reell forlengelse langs henholdsvis linje 9 og 14. Kurvene er satt til å ha samme verdi i det laveste punktet på 2D kurven på figur 6.12 og 42 kilometer inn på profilet i figur 6.11. Hvis vi hadde modellert i 2D i disse tilfellene ville det resultert i betydelige feil i tettheter og/eller lagstrukturer langs profilene.



Figur 6.11: Sammenligning mellom 2D (reell forlengelse) og 3D langs profil 9. Kurvene er satt like 42 kilometer inn på profilet.

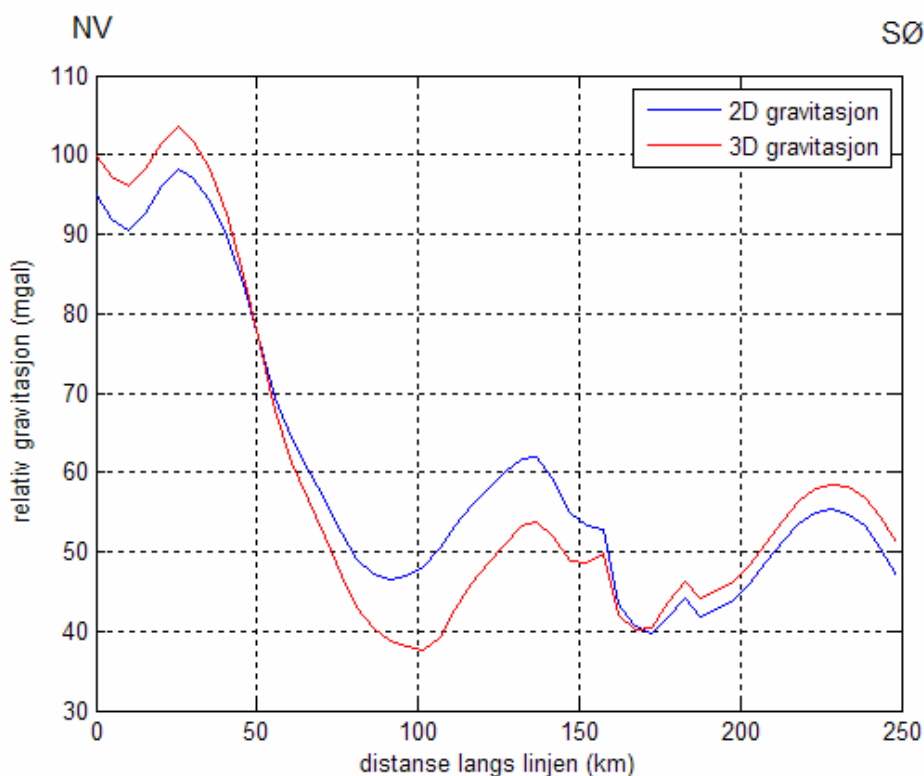


Figur 6.12: Sammenligning mellom 2D (reell forlengelse) og 3D for profil 14. De to kurvene er satt like i det laveste punktet på 2D kurven.

Det er viktig å være klar over at både linje 9 og linje 14 ligger i områder hvor 3D-modellen ikke er veldig god. Figur 4.4 viser at områdene nordvest for profil 14 har veldig dårlig datadekning. Tilsvarende er det dårlig datadekning i begge endene av profil 9. Siden 3D-

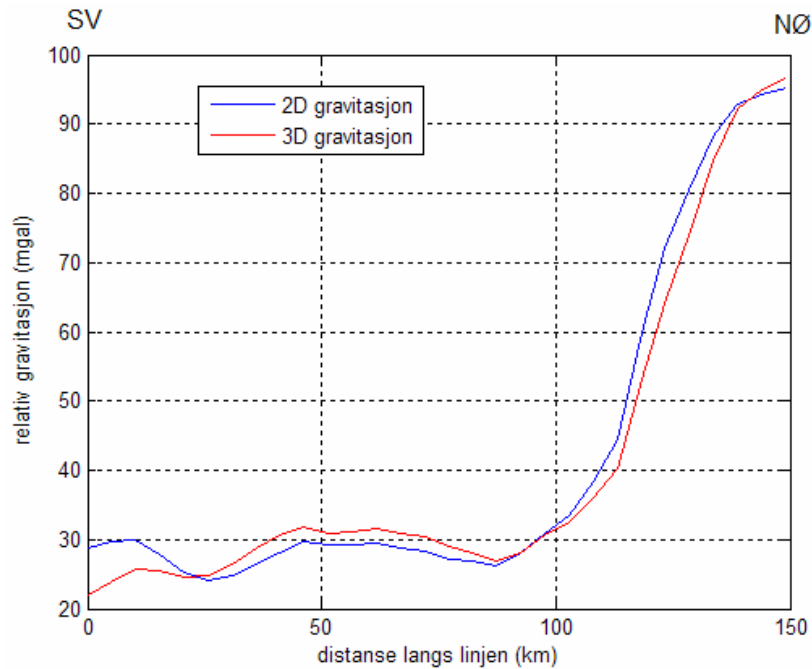
modellen er dårlig utenfor disse profilene vil det være stor usikkerhet i 3D-feltet. Forskjellene mellom 2D og 3D langs disse linjene er derfor ikke så realistiske.

I områdene rundt profil 2 er datadekningen vesentlig bedre. Forskjellene mellom 2D og 3D langs denne linjen vil derfor være mer realistiske. Figur 6.13 viser en sammenligning mellom 2D og 3D langs dette profilet. Vi ser at forskjellen mellom de to kurvene er mindre enn den var langs profil 9 og 14. Allikevel vil en 2D modellering i dette tilfellet resultere i en feil modell.



6.13: Sammenligning mellom 2D gravitasjon (reell forlengelse) og 3D gravitasjon langs profil 2. Kurvene er satt like i det laveste punktet på 2D kurven.

Figur 6.14 viser forskjellen mellom 2D og 3D langs profil 12. Området rundt dette profilet har en dårligere datadekning enn områdene rundt profil 2. Forskjellene mellom 2D og 3D er derfor mindre troverdige. Vi ser at det er små forskjeller mellom 2D og 3D langs dette profilet, og feilen ville ikke vært stor hvis modelleringen hadde blitt utført i 2D.



Figur 6.14: Forskjell mellom 2D (reell forlengelse) og 3D gravitasjon langs profil 12.

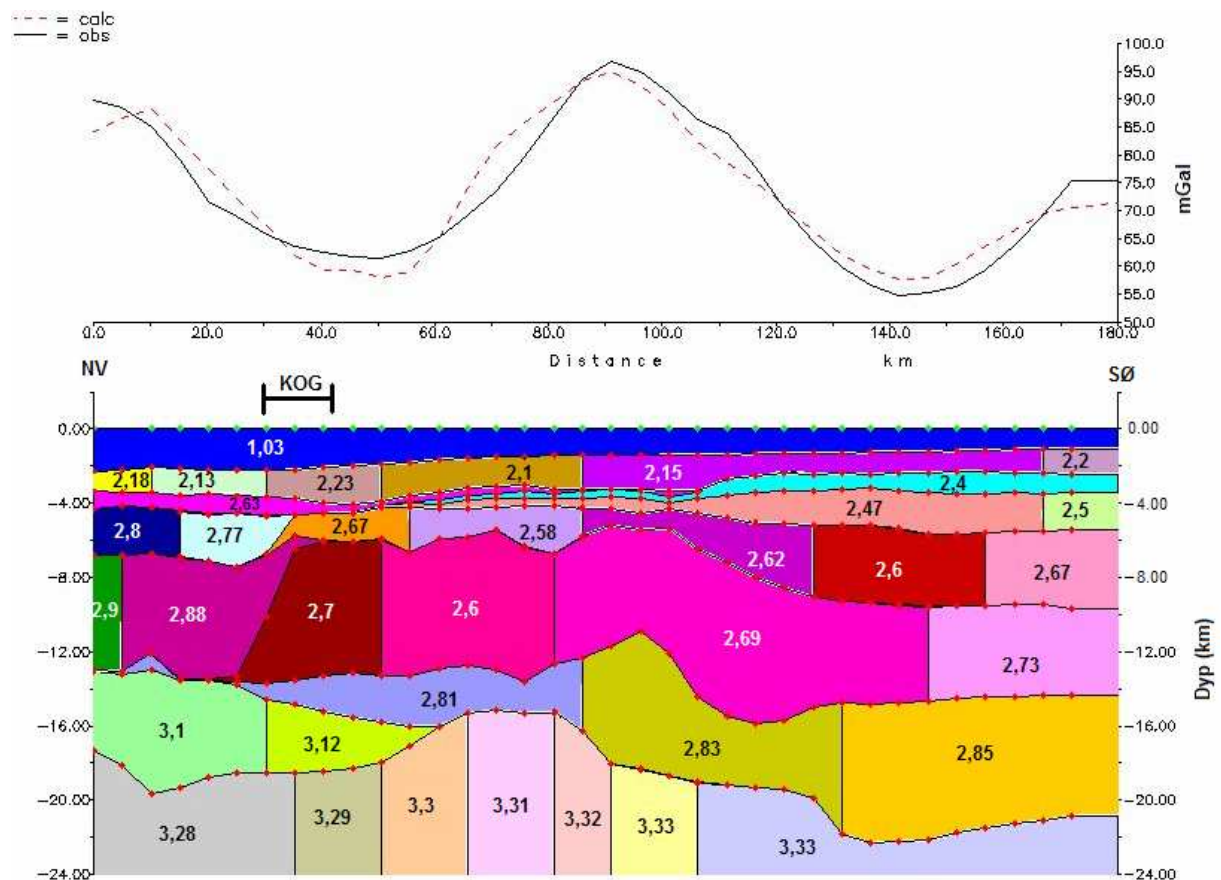
### 6.3. Forskjeller mellom modellerte profiler med og uten 3D effekter

I dette kapittelet blir skorpestrukturer og observerte satellittdata langs linjer i 3D-modellen importert til 2D-modelleringsprogrammet GRAVMAG. Normal 2D-modelleringen blir så gjort ved å endre tetthetsstrukturen i lagene slik at det kalkulerede feltet stemmer overens med de observerte satellittdataene. 2D-modelleringen blir utført ved å bruke horisontal forlengelse, siden dette er den mest vanlige måten å gjøre det på. Deretter studeres forskjellen mellom 2D-feltet og 3D-feltet langs dette profilet ved hjelp av programmet som ble skrevet for å sammenligne 2D og 3D langs en vilkårlig linje i 3D-modellen. Differansen mellom 2D-feltet og 3D-feltet,  $g(2D) - g(3D)$ , blir så plussert på de observerte satellittdata som ble brukt i 2D-modelleringen. En ny 2D-modellering blir deretter utført i GRAVMAG ved å tilpasse det kalkulerede feltet til denne nye observasjonskurven. Den nye modellen som oppnås vil representere en modell der 3D-effekter er tatt hensyn til. På denne måten kan en studere forskjellene på et profil som er 2D-modellert og et som er 3D-modellert. Siden det kalkulerede 3D-feltet i modelleringsområdet ikke samsvarer helt med observert feltet (se figur 5.7) vil ikke forskjellene mellom 2D og 3D i modellen være korrekte. Ved å unngå områder der det kalkulerede feltet er veldig ulikt det observerte feltet er det allikevel mulig å oppnå en realistisk forskjell mellom 2D og 3D. Resultatene som oppnås her må imidlertid ikke bli brukt for å



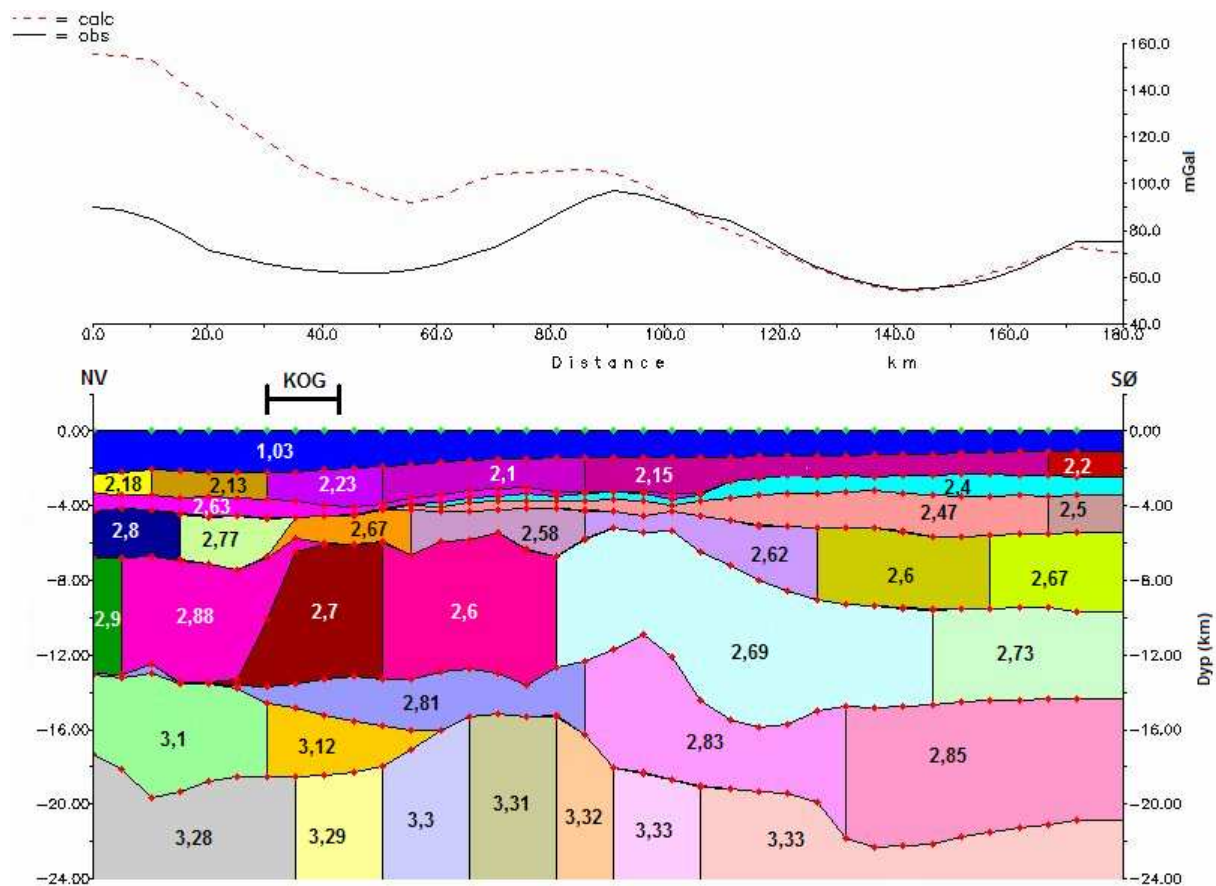
modellere tidligere 2D-modellerte profiler på nytt. Til dette formålet måtte vi hatt en mer nøyaktig 3D-modell før vi sammenlignet 2D og 3D.

Profil 15 var det profilet der den kalkulererte 3D-kurven lignet mest på det observerte feltet. Profilet ble 2D modellert i GRAVMAG. Figur 6.15 viser tetthetsmodellen som ble oppnådd ved hjelp av modelleringen. Figuren viser de øverste 24 kilometer av modellen, som har en litosfæretykkelse på 100 kilometer. Modelleringen viser at det oppnås et tilfredsstillende samsvar mellom kalkulert og observert felt dersom tettheten i mantelen reduseres ved overgangen fra kontinentalskorpe til oseanskorpe. Forskjeller av mindre bølgelengde reduseres hovedsakelig med laterale tetthetsendringer i de sedimentære lagene. En økning i tettheten til de dypeste sedimentære lagene mot sørøst kan forklares ved hjelp av et større begravningsdyp og dermed mer kompaksjon. Sedimentene som ligger nært kontinent-osean grensen er modellert med høyere tetthet selv om de ligger relativt grunt. En mulig forklaring på dette er at sedimentene kan være sterkt intruderte.



Figur 6.15: Tetthetsstruktur oppnådd ved 2D-modellering av profil 15. Tallene i de ulike litosfæresegmentene har benevnningen  $\text{g/cm}^3$ . KOG = kontinent-osean grensen.

Hvis det modelleres med en tynnere litosfære vil laterale tetthetsendringer i mantelen ha mindre betydning for det kalkulte feltet. Figur 6.16 viser et eksempel på dette. Her er det brukt den samme tetthetsstrukturen som i figur 6.15, men litosfæretykkelsen er redusert til 30 kilometer. En ser at den kalkulte kurven ligger altfor høyt i den nordvestlige halvdelen av profilet. En litosfæretykkelse på 100 kilometer vil redusere gravitasjonsverdiene med over 60 mGal mer enn en litosfæretykkelse på 30 kilometer for den samme laterale tetthetsvariasjonen. For å minke det kalkulte feltet med 60 mGal i den nordvestlige enden av profilet i figur 6.16 må tettheten i det ytterste mantelsegmentet reduseres fra 3,28 til 3,16 g/cm<sup>3</sup>.

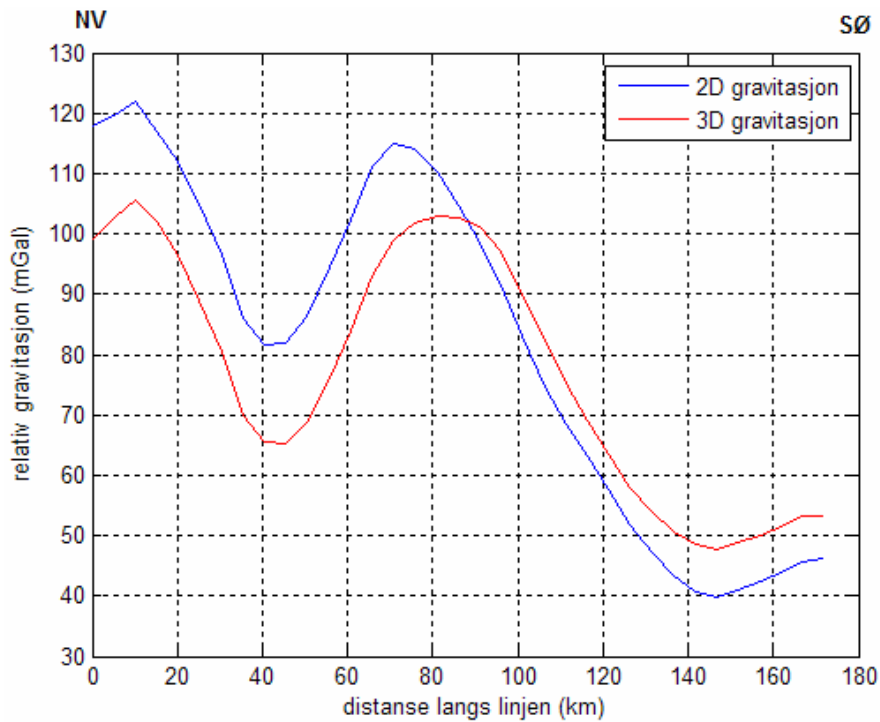


Figur 6.16: Samme tetthetsstruktur som den oppnådd i figur 6.15, men med en litosfæretykkelse på 30 kilometer.

KOG=kontinent-osean grensen.

Profilene i figur 6.15 og 6.16 er oppnådd ved å utføre 2D modellering. I kapittel 6.1 og 6.2 ble det vist at 2D modellering kan resultere i betydelige feil. Figur 6.17 viser en sammenligning mellom 2D- og 3D-feltet langs profil 15 i 3D-modellen. Hvis et ankerpunkt plasseres slik som det er gjort i figuren betyr det at 3D feltet er lavere enn 2D feltet i nordvestlige deler av profilet, mens det er høyere enn 2D feltet i sørøstlige deler. Dette betyr at selv om

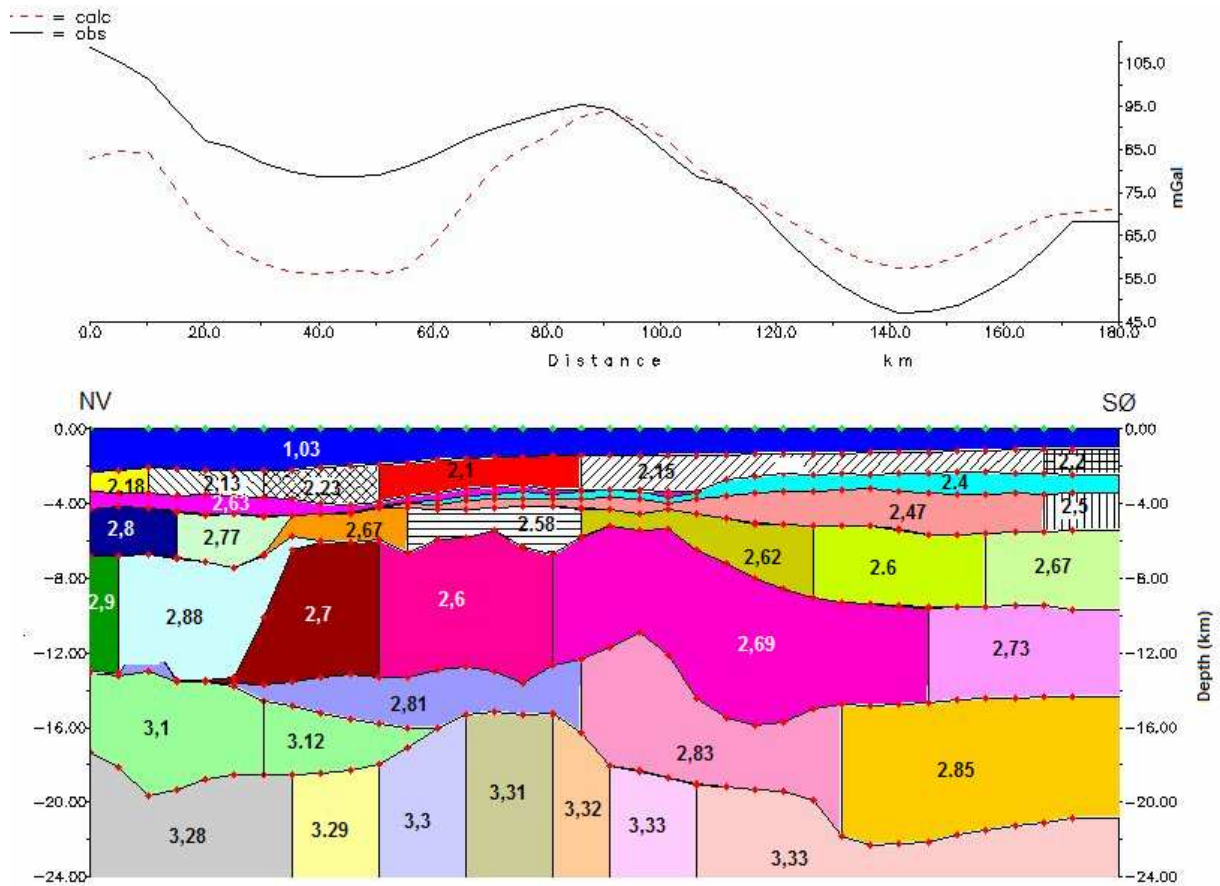
modelleringen presentert i figur 6.15 er riktig i 2D vil 3D feltet gi for lave verdier i nordvest og for høye verdier i sørøst.



Figur 6.17: Sammenligning mellom 2D og 3D gravitasjon for profil 15. Et ankerpunkt er satt på ca. 90 kilometer hvor det antas at 2D og 3D er like.

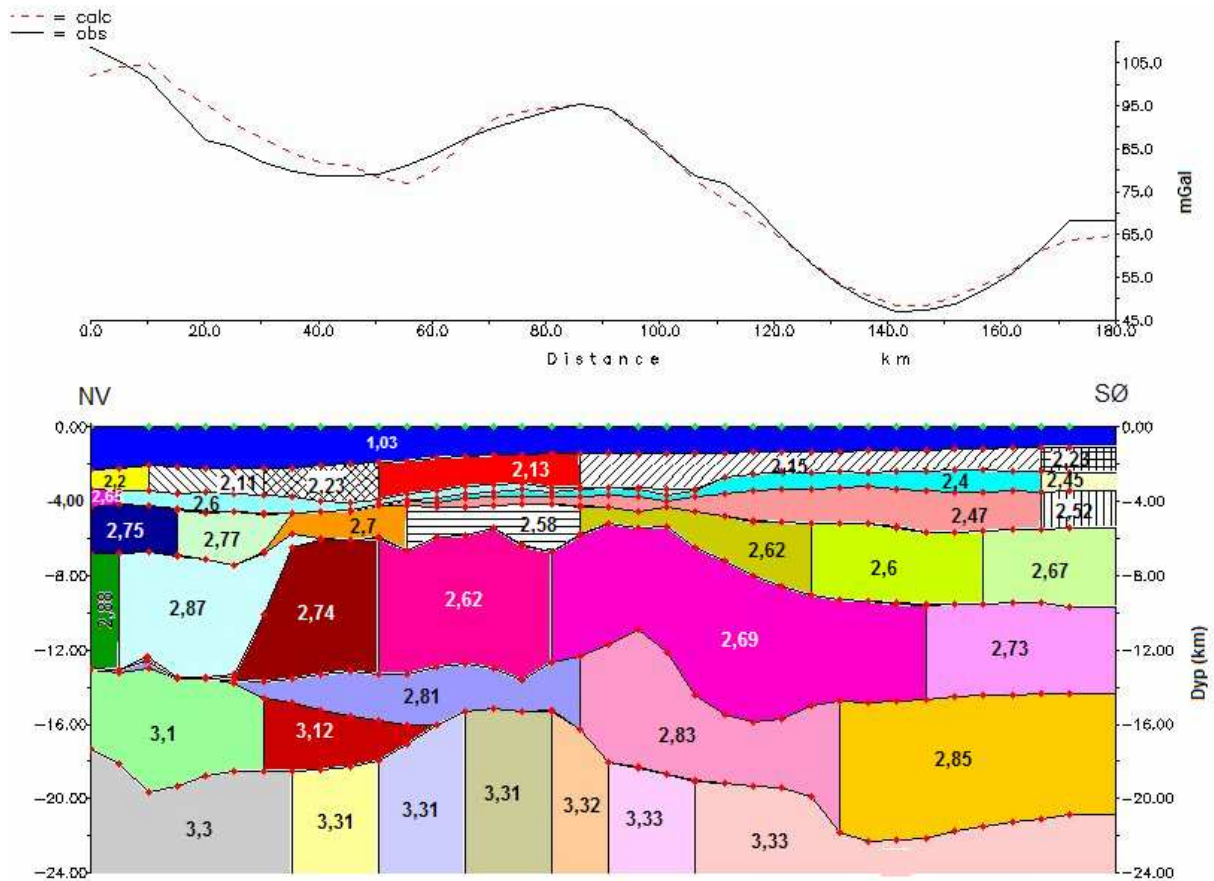
For å teste hvor stor feil som kan gjøres ved å modellere dette profilet i 2D tok vi differanseverdiene mellom 2D og 3D ( $g(2D) - g(3D)$ ) langs profilet ved å bruke de to kurvene i figur 6.17. Deretter plussset vi disse differanseverdiene på det observerte feltet. Ved å 2D modellere med denne nye kurven som observert felt tas det hensyn til forskjellene mellom 2D og 3D.

Figur 6.18 viser den samme tetthetsstrukturen som i figur 6.15, men med den nye observerte kurven. En ser at tetthetsreduksjonen som ble gjort i mantelen fører til at det kalkulerede feltet blir for lavt i de nordvestlige delene når 3D effektene tas hensyn til.



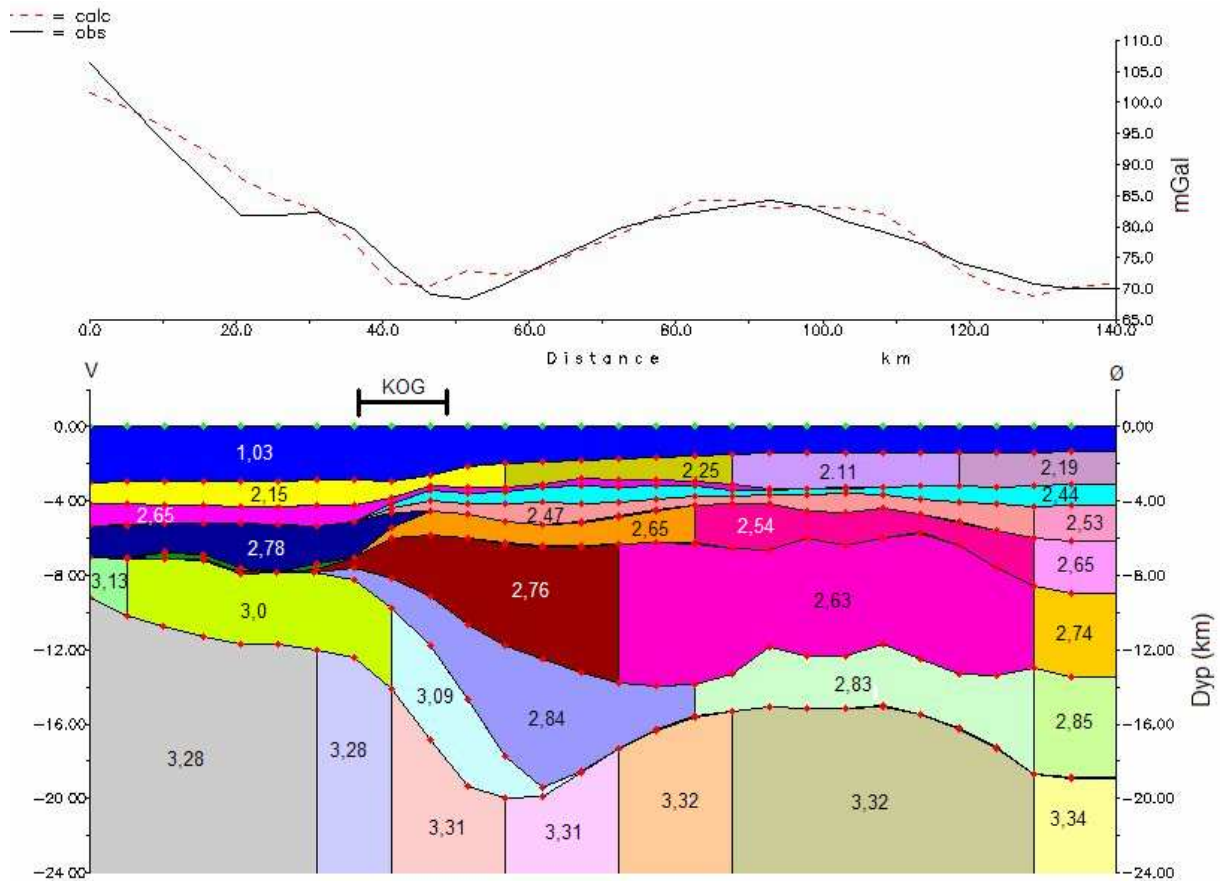
Figur 6.18: Samme tetthetsstruktur som modellene over, men med observert felt lik  $obs+(2D-3D)$ .

I figur 6.19 vises tetthetsstrukturen oppnådd ved å modellere med den nye observerte kurven. En ser at det passer bedre med en mindre tetthetsreduksjon i mantellitosfæren. I tillegg må det gjøres noen forandringer i tettheten til de sedimentære lagene og den oseanske skorpen. Hvis en hadde antatt at alle tetthetsforandringene skulle gjøres grunnere enn i mantelen ville forandringene vært mer dramatiske.

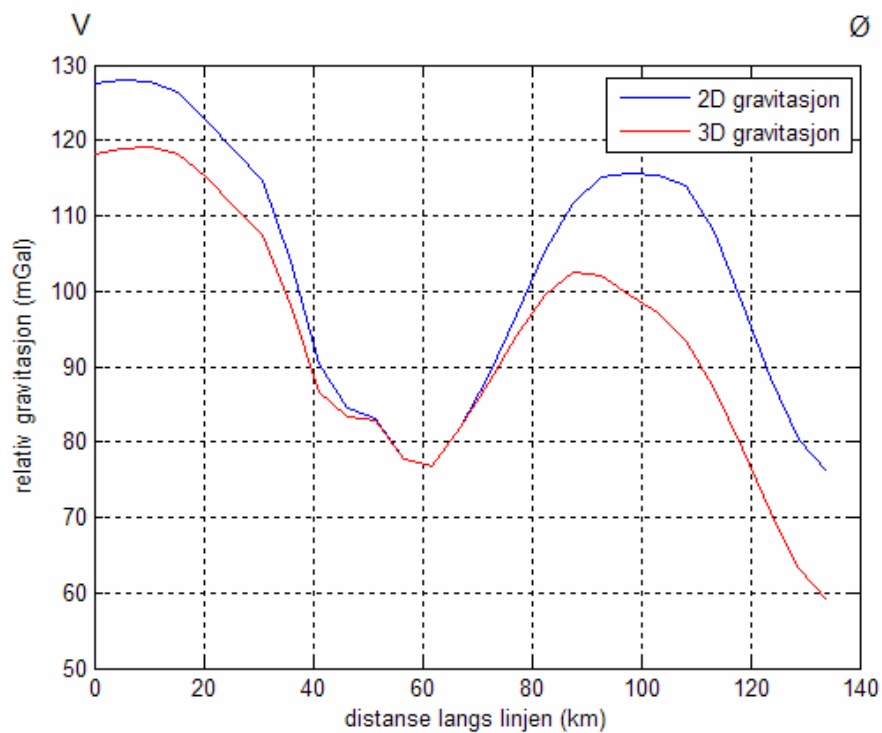


Figur 6.19: Ny tetthetsmodell oppnådd ved å ta hensyn til 3D effekter.

Tilsvarende analyse som den ovenfor ble også gjort for profil 18. Også langs dette profilet var 3D-feltet ganske likt det observerte feltet. Figur 6.20 viser tetthetsstrukturen oppnådd ved 2D modellering av profilet. Får å få det modellerte feltet til å passe med det observerte var det nødvendig å innføre betydelige laterale tetthetsendringer på alle nivåer. Det er mulig å se flere likheter med tetthetsstrukturen langs profil 15 (figur 6.15). I likhet med profil 15 eksisterer det en lateral endring i manteltetthet i nærheten av kontinent-osean grensen og betydelige laterale endringer i de sedimentære lagene. I figur 6.21 vises forskjellene mellom 2D og 3D feltet i 3D-modellen langs profil 18. Et ankerpunkt er her plassert på midten av profilet. Dette resulterer i at 2D feltet ligger høyere enn 3D feltet både i øst og i vest. Dette betyr at en 2D modellering vil gi for liten masse i øst og vest relativt til sentrale deler av profilet.

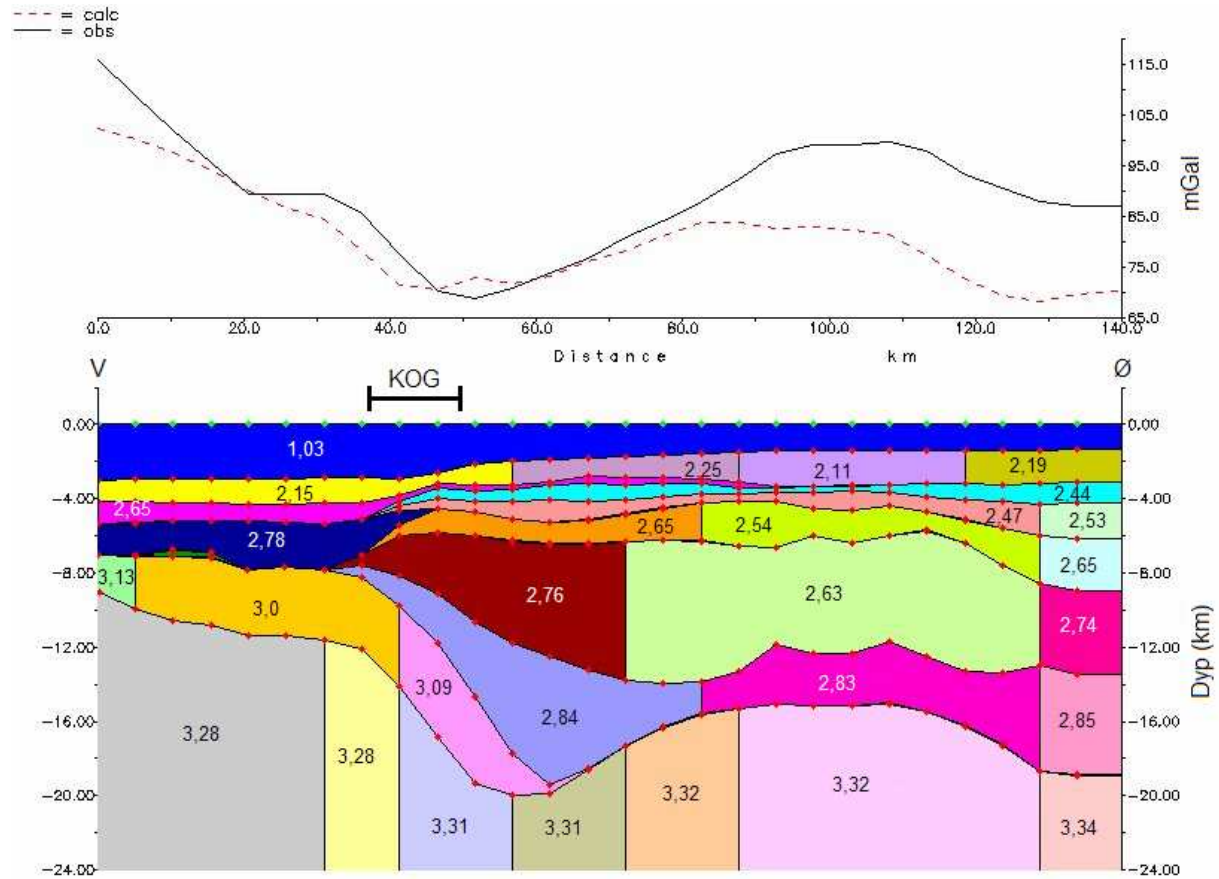


Figur 6.20: Resultater oppnådd ved 2D-modellering av profil 18.



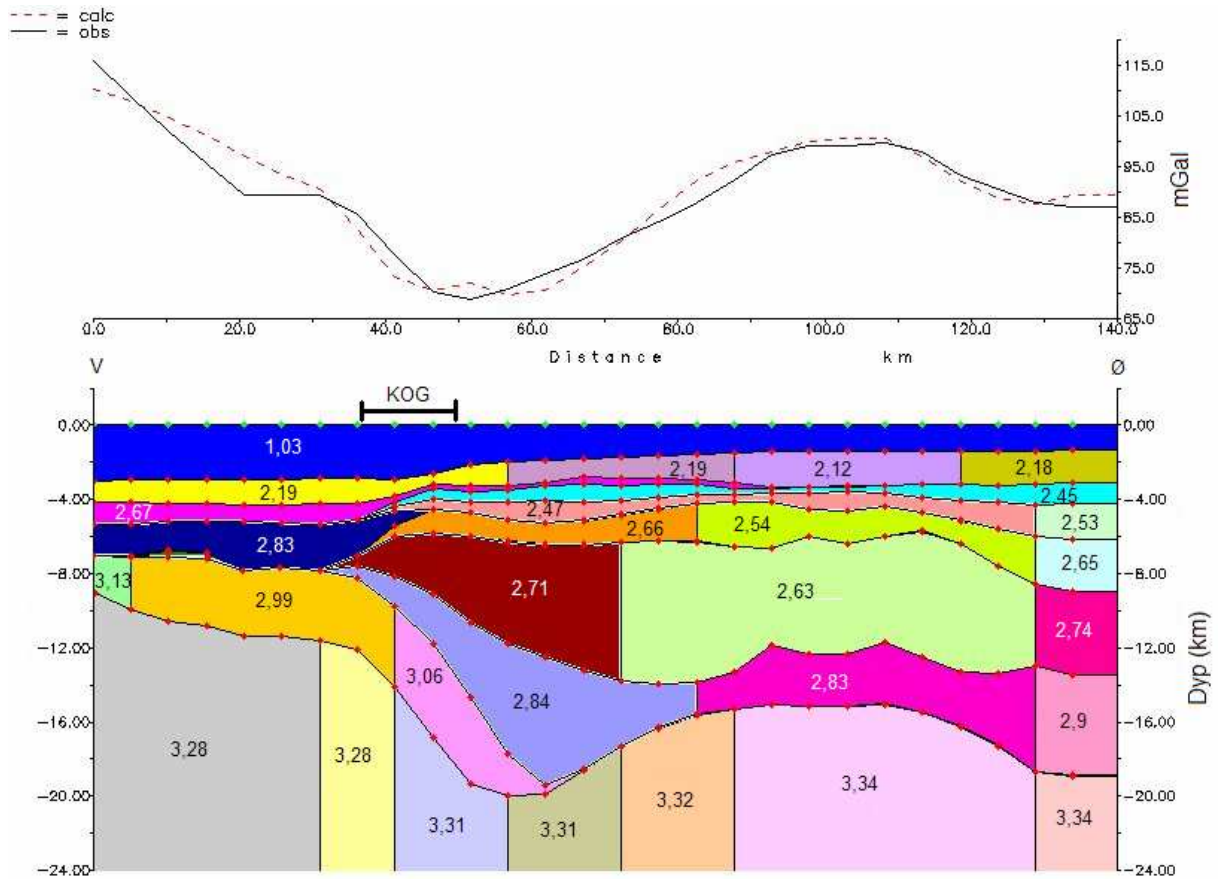
Figur 6.21: Sammenligning mellom 2D og 3D for profil 18. Kurvene er satt til å ha samme verdi 60 kilometer inn på profilet.

I figur 6.22 er differansen mellom 2D og 3D feltet fra figur 6.21 plusset på den observerte kurven. Tetthetsstrukturen er den samme som ble oppnådd i figur 6.20. En ser at resultatene fra 2D modelleringen ikke er riktige når 3D effektene tas med.



Figur 6.22: Samme tetthetsstruktur som modellen i figur 6.20, men med observert felt lik  $obs + (2D - 3D)$ .

I figur 6.23 vises resultatet av å modellere med den nye observerte kurven. For å øke massen i østlige deler av profilet ble manteltettheten hevet fra  $3,32$  til  $3,34 \text{ g/cm}^3$  i det brede mantelsegmentet i øst og tettheten i den krystallinske skorpen lengst i øst ble hevet fra  $2,85$  til  $2,9 \text{ g/cm}^3$ . Små justeringer ble også gjort i tettheten til den oseanske skorpen. Videre ble tettheten i det dypeste sedimentære laget senket fra  $2,76$  til  $2,71 \text{ g/cm}^3$  nært kontinent-osean grensen. Den nye modelleringen gav mindre laterale tetthetskontraster innad i den Tertiære lagpakken.



Figur 6.23: Tetthetsstruktur langs profil 18 oppnådd ved å modellere med obs+(2D-3D) kurven.



## 7. Diskusjon

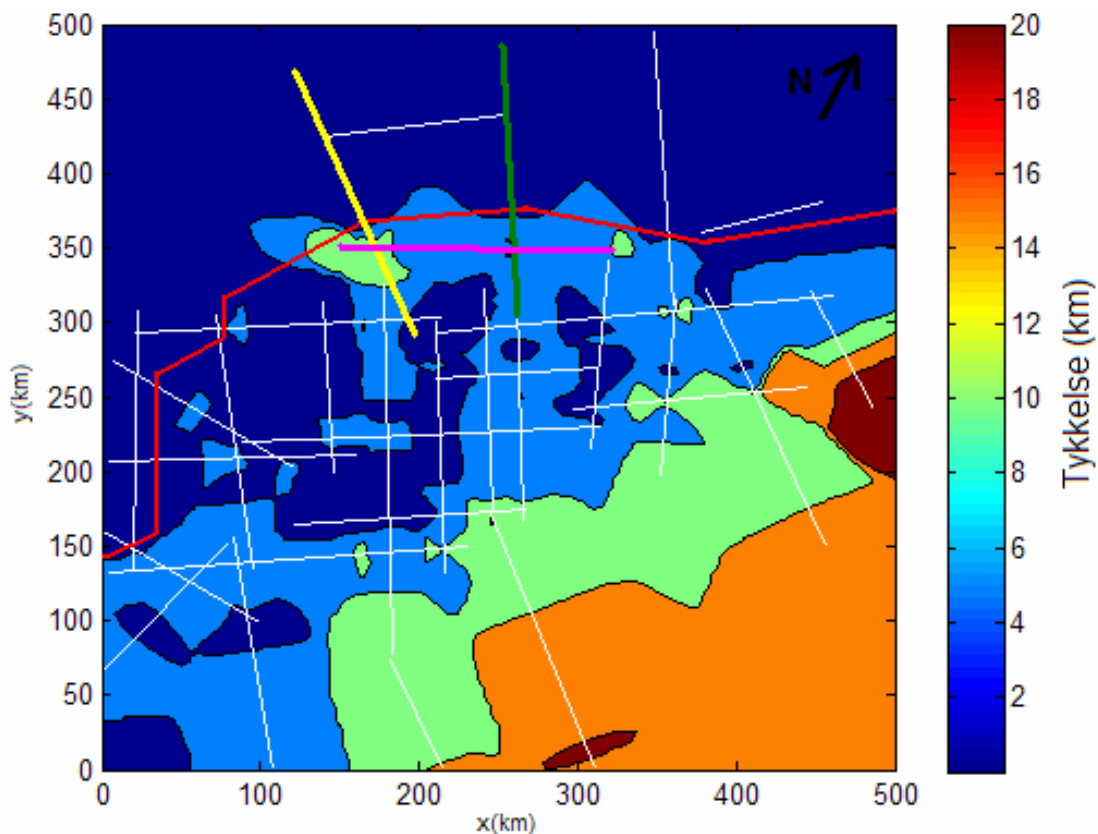
### 7.1. 3D-modellen

3D-modellen som ble brukt i modelleringen er en forenkling av virkeligheten. I dette kapitlet diskuteres usikkerhetsmomenter i modellen og mulige forbedringer som kunne blitt gjort for å få en mer realistisk modell.

Skorpestrukturer er bare kjent langs de 32 digitaliserte basisprofilene. Selv langs disse profilene er det en viss usikkerhet i dypet til grenseflatene. Mjelde et al. (1998) estimerer usikkerheten i dypet til krystallinsk skorpe, høyhastighetslegemet og Moho til å være  $\pm 1$  kilometer der profilene har en god stråledekning. I områder der stråledekningen er dårlig vil usikkerheten antageligvis være vesentlig større. Særlig er usikkerheten høy i endene av profilene der stråledekningen er svært dårlig. Dette betyr at 3D-modellen heller ikke er perfekt langs OBS-profilene, men det er her vi har den beste kontrollen.

Dypet til en grenseflate i et gridpunkt utenfor de digitaliserte basisprofilene beregnes ved å interpolere mellom kjente datapunkter. Hvis det er stor avstand mellom kjente datapunkter kan interpolasjonen føre til at geologiske strukturer ikke kommer med i modellen. Det å overse geologiske strukturer kan resultere i betydelige feil når 3D gravitasjonen beregnes. I områder hvor det er liten forandring i geologi vil ikke en stor avstand mellom datapunkter utgjøre noe stort problem. Er de geologiske forandringene store vil dårlig datadekning kunne medføre betydelige defekter i modellen. Et eksempel på dette er vist på figur 7.1. Figuren viser tykkelsen til den kontinentale krystallinske skorpen i 3D-modellen. Den røde linjen representerer kontinent-osean grensen. Denne er tegnet inn ved å forbinde punkter på OBS-profilene der den kontinentale krystallinske skorpen får nulltykkelse. En ser at laget enkelte steder har en betydelig tykkelse utenfor kontinent-osean grensen. Dette er spesielt tydelig vest for linje 6, mellom linje 6 og 7 og øst for linje 7. Årsaken til at laget har en tykkelse i disse områdene er mangel på kjente datapunkter i et område med veldig varierende geologi. For å få med den brå overgangen fra kontinentalskorpe til oseanskorpe kreves det en god datadekning. Langs profil 6 og 7 vil plasseringen av kontinent-osean grensen være riktig fordi

vektingen resulterer i at lagstrukturen langs basisprofilene blir lik den digitaliserte strukturen. Et stykke utenfor disse profilene vil imidlertid lagtykkelsen langs profil 9 bidra mest i vektingen fordi de nærmeste kjente datapunktene ligger langs dette profilet. Dette medfører at kontinent-osean grensen blir vektet for langt mot nord. Den kalkulererte 3D gravitasjonen i disse områdene vil bli lavere enn den ville vært dersom kontinent-osean grensen lå lenger mot land. Grunnen til dette er at kontinentalskorpen har en mindre masse enn den tykke oseanske skorpen som egentlig skulle vært der hvis kontinent-osean grensen hadde vært riktig plassert.



Figur 7.1: Tykkelsen til den kontinentale krystallinske skorpen i modellen. Den røde streken representerer kontinent-osean grensen. Gul linje = profil 6, grønn linje = profil 7 og rosa linje = profil 9.

Vektedefektene som illustreres i figur 7.1 er mulig å redusere ved å øke datamengden i disse områdene. Selv om det ikke eksisterer andre OBS profiler i området kan man legge inn realistiske skorpeprofiler ved å bruke andre data (for eksempel refleksjonsseismikk, magnetiske anomalier, gravitasjonsdata og batymetriske data) samt geologisk fornuft. Det kunne for eksempel vært en ide å legge inn en passende kontinentalskorpestruktur parallelt med den røde linjen i figur 7.1, men 20 kilometer på landsiden av denne. Tilsvarende kunne blitt gjort 20 kilometer på havsiden av den røde linjen, men da med en passende

oseanskorpestruktur. På denne måten ville kontinent-osean grensen i modellen blitt mer riktig. Det samme burde gjøres alle steder der det er åpenbart at vektingen resulterer i feil.

På Vøring marginen er det utført mange geologiske/geofysiske undersøkelser. Dette har resultert i god kartlegging, særlig av vanddypet og de grunne sedimentene. Det ble vist i kapittel 6 at vannlaget gav lite 3D-effekter. Hovedårsaken til dette er at den vektete interpolasjonen medfører en 2D form på lagene nært profilet. I virkeligheten er vanddypet mer varierende enn hva som kommer frem i denne modellen og 3D-effekter fra vannlaget er sannsynligvis større enn resultatene i denne oppgaven viser. Det burde derfor blitt brukt mer batymetriske data i modellbyggingen. Hvis slike detaljerte batymetriske data hadde blitt brukt til å generere havbunnen i modellen ville det eksistert en ukjent flate mindre. Man kunne dermed vært sikker på at årsaken til forskjellene mellom kalkulert og observert felt var knyttet til endringer i lagene under havbunnen. I modellen brukt i denne oppgaven er batymetrien ukjent utenfor basisprofilene. Man kan derfor ikke være sikker på om forskjellene mellom observert og kalkulert felt er relatert til feil i vanddyp eller dypere strukturer. Bunn Tertiær reflektoren er og godt kartlagt på marginen. Det eksisterer flere publikasjoner med kart som beskriver dypet til denne reflektoren (for eksempel Brekke, 2000). Slike data kunne bidratt til en mer nøyaktig tykkelse på den Tertiær lagpakken i modellen.

Planke et al. (1991) viser kart over marginen som beskriver dypet til flater hvor hastigheten er konstant. Slike kart kunne vært nyttig å bruke til å generere de ulike flatene i modellen siden tettheten til en bergart er mer avhengig av seismisk hastighet enn bergartens alder.

Hvis alle mulige tilgjengelige data hadde blitt brukt kunne usikkerheten i lagene ned til bunn-Kritt reflektoren blitt kraftig redusert. På denne måten hadde vi bare trengt å utføre forandringer fra og med det nedre sedimentlaget og ned til bunnen av litosfæren på kontinental side og fra og med de basaltiske ekstrusivene og ned til bunnen av litosfæren på oseansk side. På denne måten hadde det vært 5 lag mindre å forholde seg til.

Kinck et al. (1993) presenterte et kart som beskriver Mohodyp i Fennoscandia. Dette kartet kunne blitt brukt som hjelpemiddel for å generere Moho i modellen, særlig i områdene rundt Trøndelagsplattformen der modellen er dårlig. Kapittel 6.1 viste at sterke endringer i Mohodyp kan føre til gravitasjonseffekter langt utenfor området hvor endringen finner sted. Ved å overse økningen i Mohodyp under Trøndelagsplattformen vil det kunne bli feil i den

gravimetrisk modellering i sørøstlige deler av bassengområdet. Et Mohokart tilsvarende det fra Kinck ville derfor bidratt til et mer nøyaktig 3D felt.

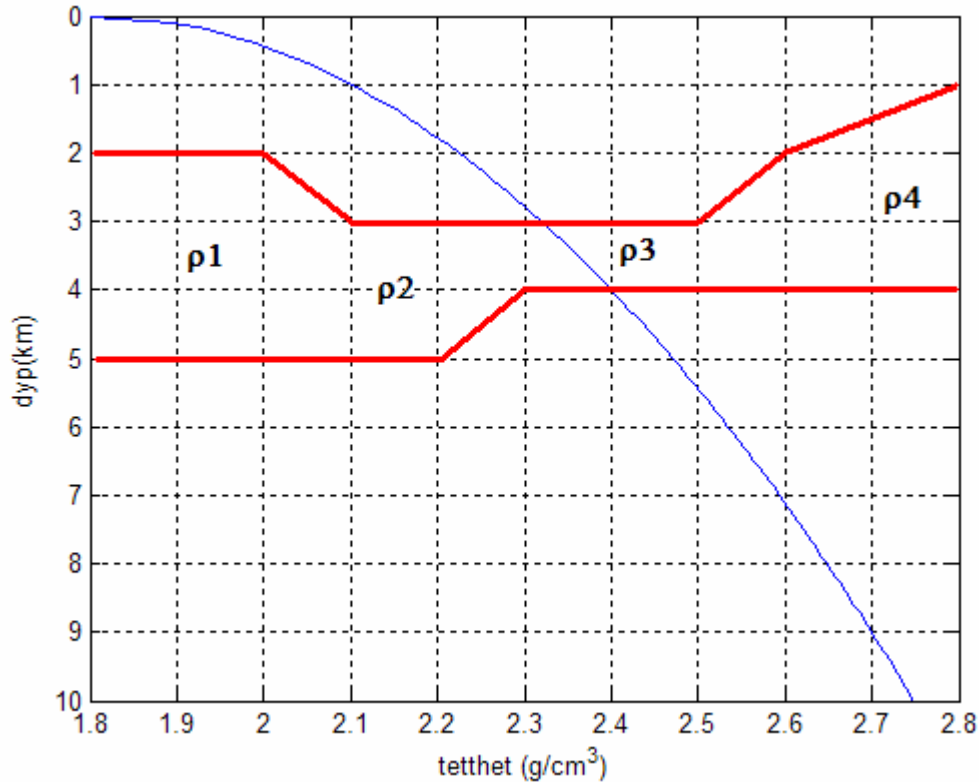
I denne oppgaven ble litosfæren delt inn i 12 lag. Modellen kunne blitt gjort mer detaljert ved å inkludere flere lag. Ebbing et al. (2006) delte den kontinentale krystallinske skorpen inn i en øvre skorpe med tetthet  $2,8 \text{ g/cm}^3$  og en nedre skorpe med tetthet  $3,0 \text{ g/cm}^3$ . I tillegg modellerte de med et høyhastighetslegeme i bunnen av skorpen med tetthet  $3,1 \text{ g/cm}^3$ , slik som det er gjort i denne oppgaven. Den samme inndelingen av den kontinentale krystallinske skorpen ble gjort av Olesen et al. (2002). I tillegg modellerte de stedvis med et lag mellom sedimentene og den krystallinske skorpen som representerte Kaledonske skyvedekker.

Tettheten i et lag er ikke konstant. Det å bruke lag med konstant tetthet er en forenkling som gjøres for å lette modelleringen. I kapittel 3.5 ble det vist hvordan porøsitet og tetthet i sedimentære bergarter forandrer seg som en funksjon av begravningsdyp, mens modelleringen i kapittel 6.3 viste at det kalkulerte feltet ble bedre ved å gi sedimentene som var dypt begravd en høyere tetthet. En mer korrekt modell kunne blitt oppnådd ved å la tettheten i de sedimentære lagene fra de seismiske modellene være en funksjon av begravningsdyp. For at dette skal være mulig er det nødvendig å bruke en tetthet-dyp relasjon, for eksempel  $\rho(z) = \rho_0 + c\sqrt{z}$ . I denne formelen er  $\rho_0$  tettheten ved  $z = 0$  (tettheten på havbunnen) mens  $c$  er en konstant som bestemmer hvor hurtig tettheten øker med dypet. Tetthet-dyp relasjoner for de ulike lagene kan for eksempel finnes fra brønndata eller fra regionale litologi-tetthet-dyp kurver. Når en tetthet-dyp relasjon er bestemt kan gjennomsnittlig tetthet i laget finnes ved hjelp av formelen:

$$\rho = \frac{\int_a^b (\rho_0 + c\sqrt{z}) dz}{b - a}$$

hvor  $a$  og  $b$  er dypet til henholdsvis øvre og nedre grenseflate. Dette kan gjøres i alle gridpunkter og på denne måten vil begravningsdypet og lagtykkelsen være med å bestemme tettheten til laget. Dette vil føre til at tettheten varierer lateralt i laget dersom lagtykkelsen og/eller begravningsdypet er lateralt varierende. Resultatet blir da en tetthetsmatrise som beskriver tettheten i hvert lag i hvert gridpunkt. Figur 7.2 viser en tetthet-dyp relasjon (blå kurve) og et lag som får laterale tetthetsvariasjoner på grunn av varierende lagtykkelse og

begravningsdyp. Ulempen med å bestemme tettheten til et lag på denne måten er at det ikke tas hensyn til erosjonsflater der tetthetshoppene kan være store. Dette problemet kan delvis løses ved å justere  $\rho_0$  i formelen over, men da er det nødvendig å ha brønndata med tetthetsinformasjon.

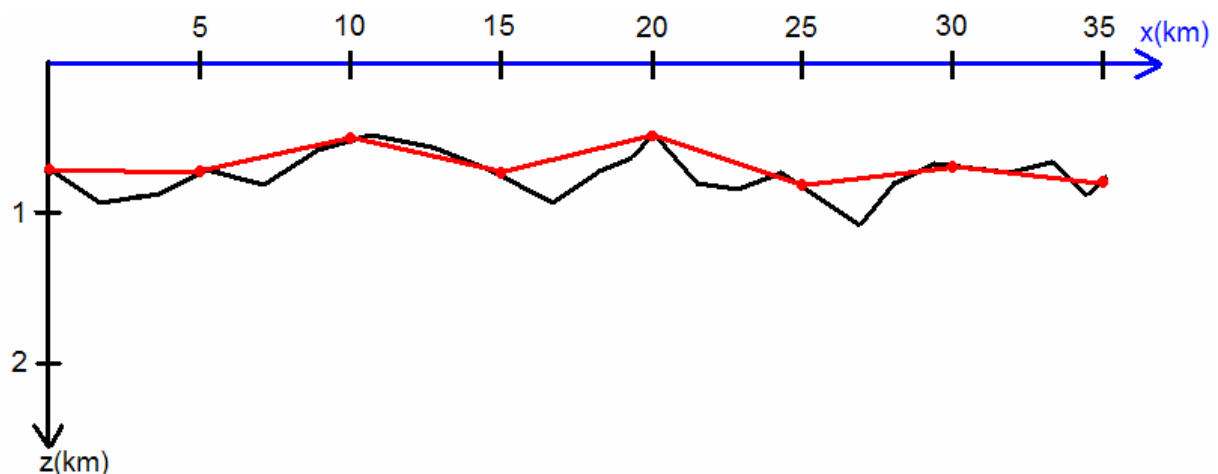


Figur 7.2: Figuren viser en tetthet-dyp relasjon (blå kurve) som følger formelen  $\rho(z) = 1,8 + 0,3\sqrt{z}$ .

Tettheten i laget mellom de to røde strekene vil variere lateralt når den gjennomsnittlige tettheten i laget i et gridpunkt kalkuleres. Her vil laget ha lavest tetthet ved  $\rho_4$  mens den høyeste tettheten er ved  $\rho_2$ .

I 3D-modellen ble det brukt en konstant litosfæretykkelse på 100 kilometer. Fernandez et al. (2004) beskriver dypet til litosfære-astenosfære grensen på Vøring marginen fra det norske fastlandet og ut til den eldste havbunnskorpene. De skriver at litosfæren har en tykkelse på 140 kilometer under Trøndelagsplattformen, 115 kilometer under Vøringbassenget og 60 kilometer under den eldste havbunnskorpene. Hvis en slik varierende litosfæretykkelse hadde blitt brukt i modellen ville det vært nødvendig å inkludere astenosfæren. Dette ville vært vanskelig siden vi vet lite om tetthetsstrukturen til astenosfæren, men det ville gitt en mer geologisk korrekt modell.

3D-modellen i denne oppgaven ble laget ved å beregne dypet til hver grenseflate i et grid på 5x5 kilometer. Hvis det brukes for stor avstand mellom gridpunktene vil de kortbølgede delene av grenseflatene forvinne. Figur 7.3 illustrerer dette. Den sorte kurven representerer en detaljert digitalisert grenseflate. Den røde kurven viser den samme grenseflaten når dypet bare er samlet hver femte kilometer. Den røde kurven har mistet de kortbølgede delene som eksisterer i den sorte kurven. Slike utviskinger av de kortbølgede delene av grenseflaten kan føre til at 3D-modellen blir feil selv om datadekningen som danner basisen for modellen er veldig god. Resultatet vil bli et glattet felt som mangler de høye frekvensene som særlig grunne topografier vil forårsake. Problemet kan løses ved å minke avstanden mellom gridpunktene. Brukes en liten avstand mellom gridpunktene vil imidlertid regnetiden øke betraktelig. Antall punkter som brukes for å definere 3D-modellen med et gridintervall på 5x5 kilometer er 112 211. Hvis gridintervallet reduseres til 1x1 kilometer øker antall punkter til 2 761 011. Dette er nesten 25 ganger så mange datapunkter som for et grid på 5x5 kilometer . Hvis man skal operere med små gridintervaller er det derfor nødvendig å ha en kraftig datamaskin. Eventuelt kan man redusere størrelsen på modelleringsområdet slik at antall datapunkter som definerer modellen reduseres.



Figur 7.3: Figuren viser hvordan formen til en digitalisert grenseflate kan forandres dersom distansen mellom gridpunktene i 3D-modellen blir for stor. Den sorte kurven representerer den digitaliserte grenseflaten mens den røde kurven representerer grenseflaten som oppnås ved å bruke et grid på 5x5 kilometer.

## 7.2. Årsaker til forskjeller mellom observert og kalkulert felt

Kapittel 5 viste at det stedvis eksisterer store forskjeller mellom det kalkulerte feltet beregnet fra 3D-modellen og observert felt. I programmet som ble brukt var det ikke mulig å forandre modellen interaktivt for å forbedre det kalkulerte feltet. Hvis lagstrukturen langs et profil skulle forandres var det nødvendig å gå inn å forandre ASCII-filen med de digitaliserte laggrensene og deretter generere hele modellen på nytt. Dette er veldig tidkrevende og derfor ble det i denne oppgaven bare forsøkt å rette opp i de største forskjellene mellom observert- og kalkulert felt. I dette kapitlet diskuteres mulige årsaker til disse forskjellene.

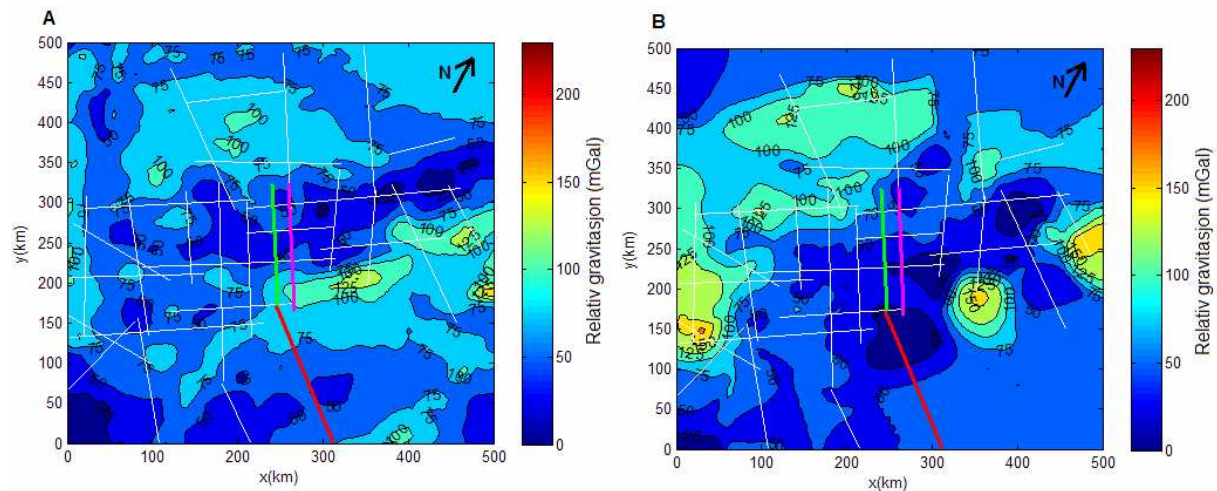
Den største forskjellen mellom de to feltene var den store differansen mellom den kontinentale litosfæren og den oseanske litosfæren i de kalkulerte dataene (figur 5.3). Modellering viste at en reduksjon i manteltetthet over kontinent-osean grensen gjorde det kalkulerte feltet mer likt det observerte (figur 5.7). Selv om denne tetthetsreduksjonen ble gjort på en enkel måte var det nok til å illustrere effekten av en mantellitosfære med varierende tetthet. Hvis termal modellering hadde blitt utført ville vi fått økt kunnskap om temperaturen i litosfæren. Det kunne da blitt utført mer sofistikerte metoder hvor tettheten i mantellitosfæren hadde blitt beregnet som en funksjon av temperatur (Breivik, 1999). Dette ville ført til mer geologisk korrekte modeller. Det var en reduksjon fra 3.33 til 3.28 g/cm<sup>3</sup> som gav best samsvar med det observerte feltet. Hvis tettheten ble redusert til mindre enn 3,28 g/cm<sup>3</sup> ble gravitasjonen for lav i områdene der den oseanske skorpen har en normal tykkelse. Litosfæretykkelse er en viktig variabel når det modelleres med slike laterale tetthetsvariasjoner i mantelen. Dette ble demonstrert i kapittel 6.3. Hadde vi modellert med en tynnere litosfære måtte tetthetskontrasten vært enda større for å oppnå et tilfredsstillende kalkulert felt. Hadde litosfæren vært tykkere måtte tetthetskontrasten vært lavere.

Modelleringen tyder på at tetthetsreduksjonen i mantelen er den viktigste forandringen som må gjøres for å få et bedre samsvar mellom kalkulert og observert felt. Det ble vist at en økning i tettheten til den kontinentale krystallinske skorpen også bidro til et bedre samsvar (figur 5.5a). Det er derfor ikke sikkert at det kun er tettheten i den oseanske litosfæren som skal forandres, men det er dette som anses som den viktigste forandringen som må gjøres i modellen.

Lave kalkulerte gravitasjonsverdier eksisterer i sørenden av profil 23 og 24 og i nordenden av profil 26 (figur 7.4B). Disse lave verdiene er ikke tilstede på de observerte data (figur 7.4A).

Mjelde et al. (1997) skriver at Moho er dårlig definert i sørenden av profil 23 og 24.

Modelleringen viste en god forbedring i det kalkulerte feltet når Moho ble hevet fra 26 til 19 kilometers dyp i nordenden av profil 26 (figur 5.11), mens figur 5.14 og 5.15 viser en bedre tilpasning når høyhastighetslegemet og Moho heves med 6-8 kilometer. En tolkning kan derfor være at hele dette området har en grunnere Moho enn tidligere antatt.

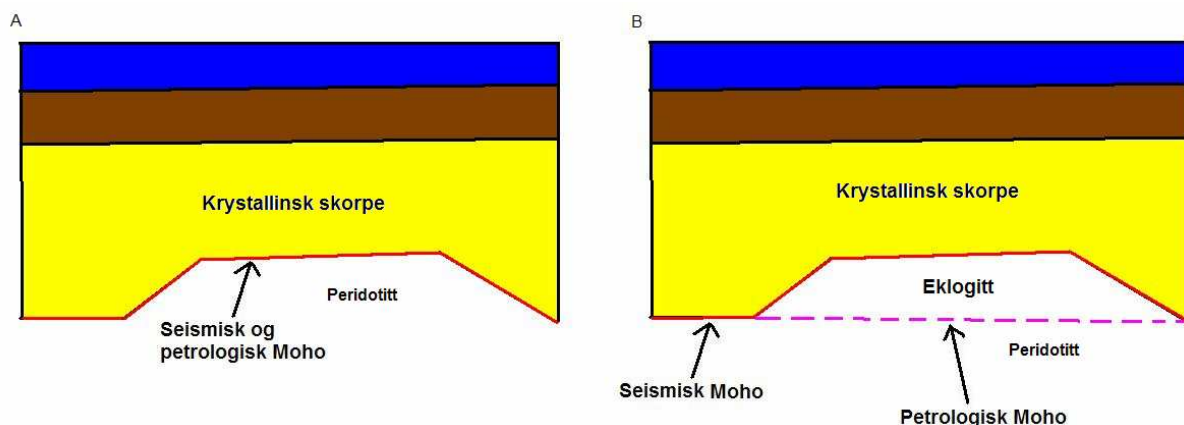


Figur 7.4: A: Observerte friluftsanomalier i modelleringsområdet. B: Kalkulert felt oppnådd ved å bruke 3D-modellen med en reduksjon i manteltetthet over kontinent-osean grensen. Grønn linje = profil 23, rosa linje = profil 24 og rød linje = profil 26.

Det er viktig å merke seg at vi med Moho mener seismisk Moho som defineres ved et hopp i P-bølge hastighet til rundt 8 km/s (Kearey og Vine, 1996). Seismisk Moho er ikke nødvendigvis det samme som petrologisk Moho, som er overgangen fra bergarter i nedre skorpe til mantelbergarter med en peridotittisk sammensetning. Noen metamorfe bergarter, som for eksempel eklogitter, kan ha mantelhastigheter selv om de tilhører skorpen (figur 3.6). I slike tilfeller kan bergarter som egentlig skal betraktes som en del av skorpen feiltolkes til å være mantelbergarter. Dette er viktig å ha i bakhodet når det skal lages en modell for utviklingen av Vøring marginen. Før strekningen på marginen startet var hele området dominert av den Kaledonske fjellkjeden. Fjellkjededannelsen førte til at bergarter ble presset ned på store dyp og utsatt for høy metamorfose. Eklogitter av Kaledonsk alder er observert flere steder i den vestre gneisregionen vest i Norge, og disse har engang vært begravd på opptil 100 kilometers dyp (Andersen et al., 1991). Raum et al. (2006) modellerte med slike eklogitter i nedre skorpe langs flere OBS-profiler i sørlige deler av Vøringbassenget.



Hvis den grunne seismiske Moho i området i nordenden av profil 26 betraktes som eklogitter vil dette føre til en annen strekningshistorie og en annen termal historie enn dersom den betraktes som peridotitter. Figur 7.5 viser et eksempel på dette. I figur A er den grunne seismiske Moho sammenfallende med petrologisk Moho. I dette tilfellet vil skorpen være strukket mer der Moho ligger grunt enn områdene på siden. I B ligger den petrologiske Moho en god del dypere enn den seismiske Moho på grunn av at nedre skorpe består av eklogittiske bergarter med mantelhastigheter. I dette tilfellet vil strekningen være like stor langs hele profilet fordi skorpen har en relativt konstant tykkelse. Hvis den grunne seismiske Moho tolkes som eklogitter i nedre skorpe vil det være en fordel å inkludere eklogitter som et eget lag i 3D-modellen. Grunnen til dette er at eklogitter som regel har høyere tettheter enn mantelbergarter på disse dypene (figur 3.6). Dersom eklogittene gis en tetthet tilsvarende mantelbergartene kan det derfor resultere i at det kalkulerede gravitasjonsfeltet blir for lavt. I modelleringen til Raum et al. (2006) ble eklogittene i nedre skorpe gitt en tetthet som var ca.  $0,2 \text{ g/cm}^3$  høyere enn tettheten til de underliggende mantelbergartene, noe som gav gode modelleringsresultater.



Figur 7.5: I A vises et tilfelle der den grunne seismiske Moho er et resultat av at mantelbergarter ligger grunt. I B vises et tilfelle der den grunne seismiske Moho er et resultat av en nedre skorpe med eklogittisk sammensetning.

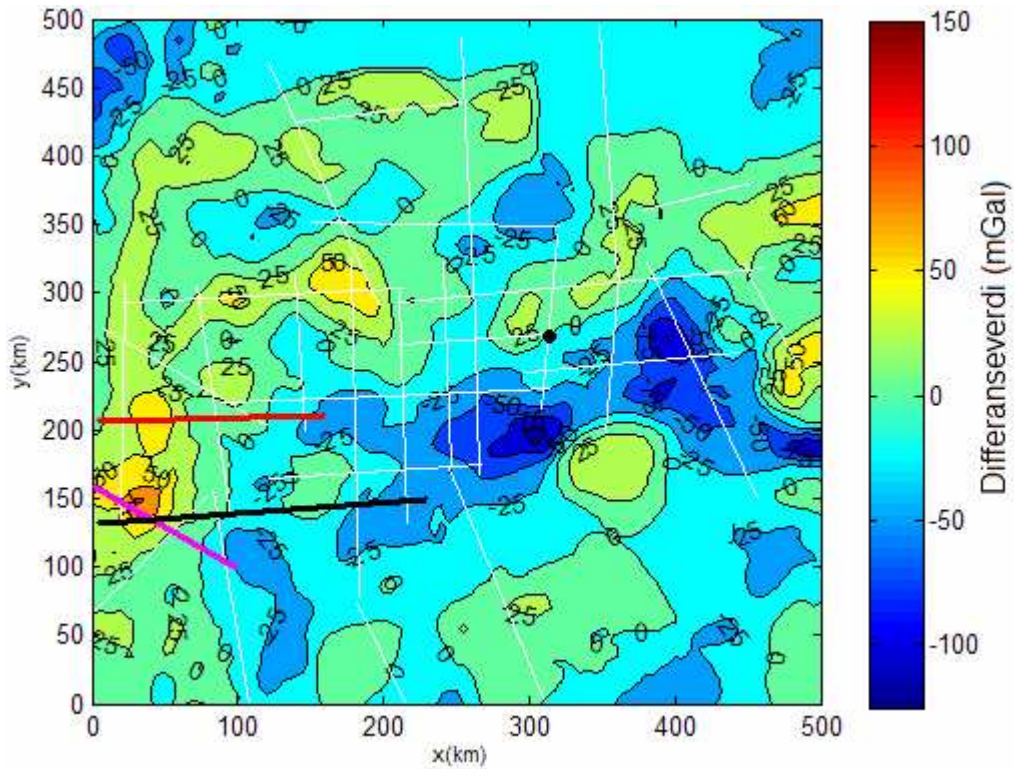
Et annet eksempel på lave kalkulerede gravitasjonsverdier er området rundt profil 11. Det er særlig stor forskjell mellom kalkulert og observert felt i den delen av profilet 11 som ligger mellom profil 1 og profil 12. Her viser differansekartet negative verdier på nærmere 100 mGal (figur 5.8). Området med de høye differansene er beskrevet i Olesen et al. (2002). De vurderte 3 mulige årsaker til de høye observerte gravitasjonsverdiene her: 1) mafiske intrusjoner, 2) basement høyde eller 3) tykke basaltiske ekstrusiver. Fra seismiske hastigheter og magnetiske data konkluderte de med at den viktigste årsaken var sterkt intruderte

sedimenter med en basement høyde under. De kalte området for Myken intrusivkompleks og foreslo at det ble dannet i Paleocen. Hvis vi hadde lagt inn høyere tettheter i sedimentene ville de høye differanseverdiene blitt redusert betraktelig. Allikevel ville mesteparten av profilet vært preget av lave verdier. De er derfor mulig at Moho og/eller den krystallinske skorpen skal ligge grunnere langs store deler av profilet. Figur 5.14 og 5.15 viser en god tilpasning mellom kalkulert og observert felt hvis Moho og høyhastighetslegemet heves med ca. 5 kilometer langs profilet.

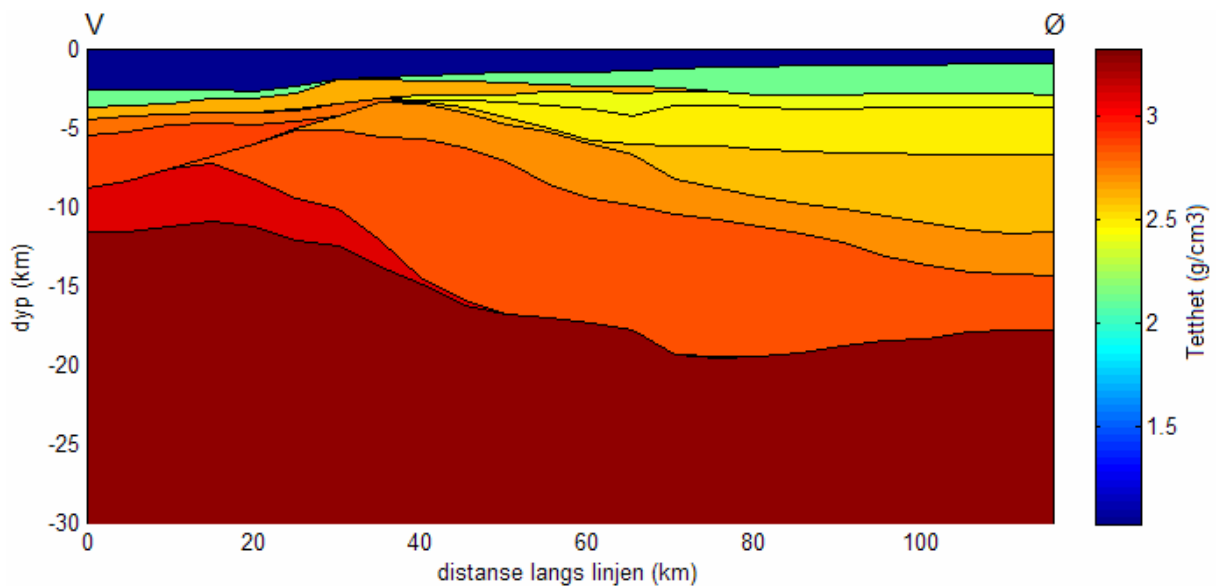
Områdene nordøst for Bivrostlineamentet viser positive differanseverdier av størrelsesorden 10-50 mGal. Særlig er differansene høye i sørøstlige deler av profil 32. Ebbing et al. (2006) beskriver Bivrostlineamentet som en viktig grense. De hevder at tetthetene i skorpen er vesentlig lavere på Lofoten siden av lineamentet enn på Vøring siden. Hvis en slik tetthetsreduksjon legges inn vil den høye gravitasjonen øst for Bivrostlineamentet dempes. Å studere dette i detalj er imidlertid ikke mulig ved hjelp av 3D-modellen fordi datadekningen er for dårlig i området øst for lineamentet.

Det eksisterer store positive differanseverdier i vestlige deler av profil 29 og sørvestlige deler av profil 5 og 17 (figur 7.6). Dette området kalles Vøring Transform Margin (Berndt et al., 2001). En transform margin er en kontinent-osean grense som oppstår som et resultat av forskyvninger i rift akse (Le Pichon og Hayes, 1971). I slike områder vil varm oseansk litosfære grense opp mot kaldere kontinental litosfære. Lateral varmetransport fra den oseanske litosfæren inn i den kontinentale litosfæren vil kunne gi flere kilometer oppløft på kontinental side på grunn av tetthetsreduksjon som et resultat av oppvarming (Vågnes, 1997). Dette er en mulig forklaring på hvorfor det eksisterer en transform høyde på den ytterste delen av kontinentalskorpen sør på transform marginen (Berndt et al., 2001). Slike termale effekter kan ha stor betydning for tetthetsstrukturen i mantellitosfæren og må derfor vurderes i modelleringen. Profil 29 krysser det området der de positive differanseverdiene er på det høyeste. Figur 7.7 viser hvordan dette profilet ser ut i 3D-modellen. De høyeste positive differanseverdiene ligger ca. 30 kilometer inn på dette profilet. Dette er et område der bergarter med høy tetthet ligger grunt, og hvor den sedimentære lagpakken er tynn. Siden det observerte feltet ligger vesentlig lavere enn det kalkulerte feltet her betyr det at tetthetsstrukturen/lagstrukturen langs profilet må endres. Plasseringen av kontinent-osean grensen er ganske usikker i dette området. Kunnskap om plasseringen til denne grensen er viktig når vi reduserer tettheten i mantellitosfæren. Plasseres grensen lenger mot øst vil også

den laterale tetthetsvariasjonen i mantelen starte lenger øst. Dette ville redusert differanseverdiene. Figur 7.1 viser hvordan kontinent-osean grensen er plassert i modellen.

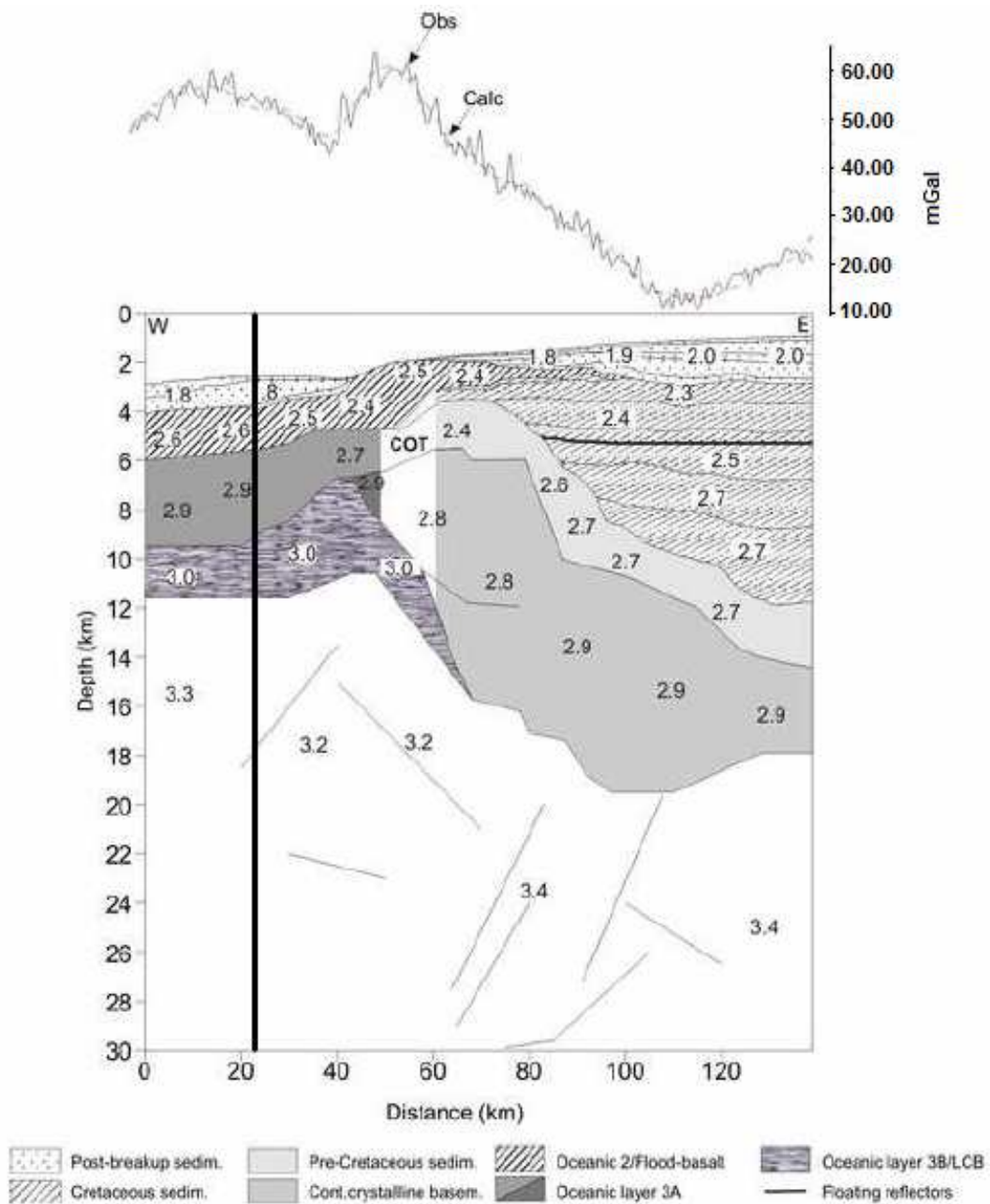


Figur 7.6: Samme differansekart som er vist i figur 5.11. De fargede linjene er profiler som er beskrevet i teksten over. Sort linje = profil 5, rød linje = profil 17 og rosa linje = profil 29.



Figur 7.7: Tetthetsstrukturen langs profil 29 i 3D-modellen.

I Mjelde et al. (2008c) ble det utført 2D gravimetrisk modellering langs dette profilet. Figur 7.8 viser tetthetsmodellen som ble oppnådd ved hjelp av denne modelleringen sammen kalkulert og observert felt. Området 50 kilometer inn på dette profilet tilsvarer området der 3D-modellen har de høyeste differanseverdiene. En ser at tetthetene er senket i nedre sedimentpakke, i den krystallinske skorpen og i mantellitosfæren for å unngå en for høy kalkulert gravitasjon i 2D-modelleringen. Hvis vi hadde senket manteltettheten til  $3,2 \text{ g/cm}^3$  i dette området slik som det er gjort i figur 7.8 ville differanseverdiene blitt lavere. Dette ville imidlertid ført til for lave kalkuleerte verdier ute på oseanskorpen. En tetthetsstruktur i mantellitosfæren tilsvarende den som er vist på figur 5.16 ville bidratt til et bedre kalkulert felt i dette området.



Figur 7.8: Tetthetsmodell oppnådd ved 2D modellering av profil 29. Den sorte loddrette kurven viser starten på profil 29 i 3D-modellen. Tetthetene har benevning  $\text{g/cm}^3$  (Mjelde et al. 2008c).

### 7.3. 2D kontra 3D gravimetri

Det meste av den gravimetrisk modelleringen som er gjort på Vøring marginen er 2D-modellering. Resultatene fra kapittel 6 viser at 3D-modellering burde anvendes i områder hvor datadekningen er god. Dersom gravimetrisk forovermodellering skal utføres langs et seismisk profil i et område hvor det eksisterer lite data er 2D modellering det eneste

alternativet. I slike tilfeller er det viktig å være klar over at 2D-feltet som kalkuleres fra modellen ikke er det korrekte feltet.

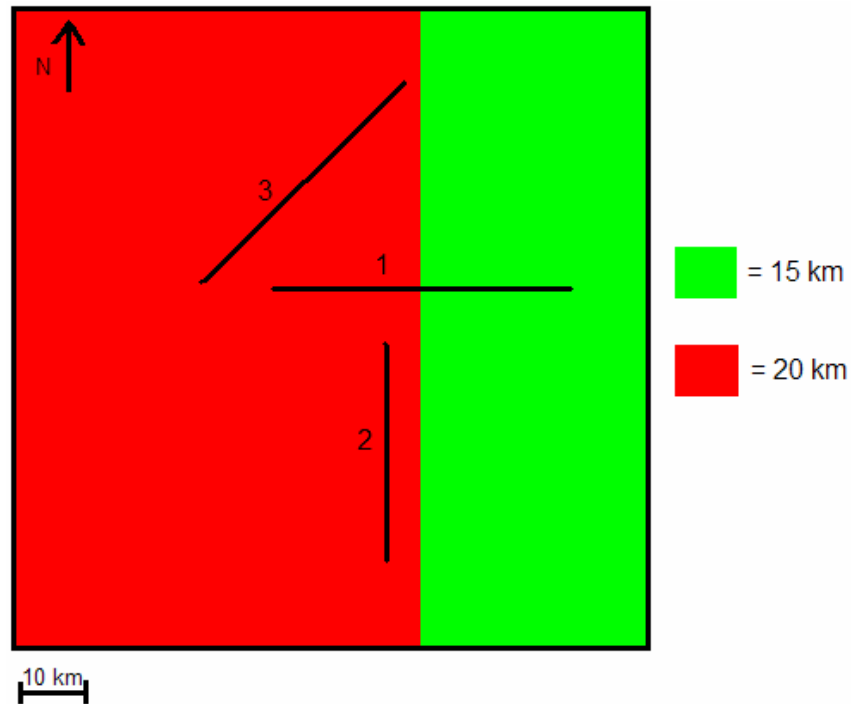
I kapittel 6 ble det vist feil som kan gjøres hvis 2D-modellering benyttes. Disse forskjellene gjelder kun for 3D-modellen beskrevet i kapittel 4 og 5. I kapittel 5 ble det vist at denne 3D-modellen ikke er korrekt fordi det kalkulerede gravitasjonsfeltet fra modellen ikke stemmer overens med det observerte feltet. Hvis 3D-modellen hadde blitt forandret slik at de modellerte dataene var like de observerte dataene ville forskjellene mellom 2D og 3D langs profilene som ble beskrevet i kapittel 6 vært annerledes. Forskjellene mellom 2D og 3D som er vist i denne oppgaven er derfor bare et mål på hvor store feilene kan bli dersom det modelleres i 2D. Det er ikke noe nøyaktig mål på hvor store feil som er blitt gjort i 2D modelleringene til Mjelde et al. (1998, 2001, 2005) og Raum et al. (2002, 2006). Allikevel er 3D-modellen realistisk i områdene hvor det er god datadekning og derfor er forskjellene mellom 2D og 3D også realistiske.

Modelleringen av profil 15 i kapittel 6.3 viste at en tetthetsstruktur som ble riktig i 2D modellering ble feil når 3D-effektene ble tatt hensyn til. Her ble 2D og 3D feltet satt til å ha samme verdi 90 kilometer inn på profilet (figur 6.17). Dette resulterte i at gravitasjonen i sørøstlige deler av profilet måtte senkes med nærmere 10 mGal, mens gravitasjonen i nordvestlige deler måtte økes med rundt 20 mGal (figur 6.18). Hadde kurvene i figur 6.17 blitt satt like på for eksempel 170 kilometer ville det ført til at 2D modelleringen gav riktig resultat i sørøst, mens feilen hadde blitt enda større i nordvest. Uansett hvor de to kurvene i figur 6.17 settes like vil den relative forskjellen mellom sørøst og nordvest være like stor slik at de nordvestlige delene av profilet må heves med ca. 30 mGal relativt til de sørøstlige delene av profilet når 3D-effektene tas med.

Også langs profil 18 ble det vist at tetthetsstrukturen fra 2D modelleringen var feil når 3D-effektene ble medregnet. I dette tilfellet ble 2D og 3D kurven fra 3D-modellen satt til å ha samme verdi 60 kilometer inn på profilet (figur 6.21). Dette resulterte i at gravitasjonen i de vestlige og østlige delene av profilet lå for lavt relativt til sentrale deler av profilet (figur 6.22). Den østlige delen av profilet måtte heves med ca. 17 mGal relativt til sentrale deler av profilet for å få tetthetsstrukturen til å passe når 3D-effekter ble tatt hensyn til.

Forskjellene mellom 2D- og 3D-gravitasjon er avhengig av hvordan profilet som modelleres ligger orientert i forhold til strukturer i området rundt profilet. Det trenger ikke å være så store forskjeller mellom 2D og 3D selv om området er 3D formet. Dette er illustrert i figur 7.9. Figuren viser dypet til Moho i et tenkt område. Mohodypet har ingen ting med 3D-modellen å gjøre, det er bare et tenkt eksempel for å illustrere forskjeller mellom 2D og 3D. Figuren viser at Moho grunner brått opp fra 20 kilometer til 15 kilometer i østlige deler av kartet. Denne oppgrunningen utgjør en lineær struktur. Profil 1 ligger normalt på denne oppgrunningen. Langs dette profilet vil 2D- og 3D-gravitasjonen fra denne grenseflaten være lik fordi grenseflaten har en 2D lignende form vinkelrett på profilet. Profil 2 ligger parallelt med Moho oppgrunningen, men litt vest for der oppgrunningen finner sted. Her vil absoluttverdien til 3D-gravitasjonen fra grenseflaten være større enn absoluttverdien til 2D-gravitasjonen, men den relative gravitasjonen vil se lik ut i 2D og 3D. Grunnen til dette er at 3D-bidraget fra den grunne Moho øst for profilet vil være like stort alle steder på profilet. Langs profil 3 vil gravitasjonsbidraget fra Moho oppgrunningen bli sterkere og sterkere når profilet nærmer seg oppgrunningen. Dette resulterer i at den relative forskjellen mellom sørvestlige deler og nordøstlige deler av profilet vil være vesentlig større i 3D enn i 2D.

Hvis de geologiske strukturene har en mer ujevn form i kartplanet vil profilene som ligger parallelt med strukturen og vinkelrett på strukturen vise større forskjeller på 2D- og 3D-gravitasjon. Dette er illustrert i figur 7.10. Figuren viser det samme området som i figur 7.9, men med en mer ujevn grense mellom områdene med dyp Moho og områdene med grunn Moho. I dette tilfellet vil de sentrale delene av profil 1 ligge høyere relativt til vestlige og østlige deler av profilet i 3D enn i 2D. Dette er fordi oppgrunningen skjer lenger vest like nord for profilet. Dette registreres i 3D-modellering, men ikke i 2D-modellering. Langs profil 2 vil også 2D- og 3D-kurven være forskjellige. Siden oppgrunningen ligger lenger øst utenfor sentrale deler av profilet vil denne delen av profilet være mindre påvirket av oppgrunningen enn områdene i nordenden og sørenden av profilet. Dette fører til at den relative forskjellen mellom 2D og 3D blir større.



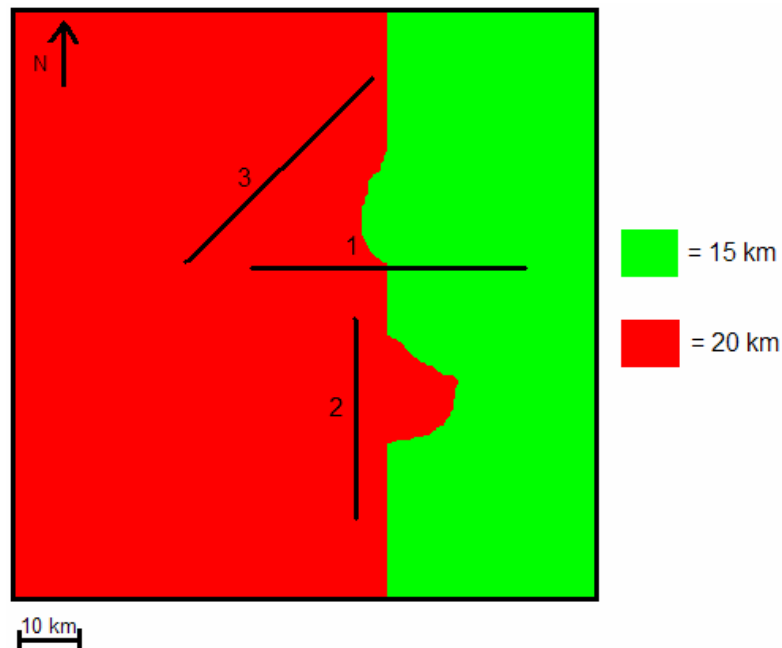
Figur 7.9: Et tenkt kart over dypet til Moho. Moho grunner brått opp fra 20 kilometer til 15 kilometer i østlige deler av kartet. Denne oppgrunningen har en lineær form i dette tilfellet. De sorte linjene representerer tenkte profiler som beskrives nærmere i teksten.

Figur 7.11 viser et kart med den samme Mohostrukturen som er vist i figur 7.9, men profilene i figuren er orientert annerledes. Formålet med denne figuren er å illustrere tilfeller der horisontal forlengelse kan bidra til feil og tilfeller der horisontal forlengelse kan gi en god modellering. Profil 1 krysser Moho oppgrunningen. Det skjer ingen forandringer utenfor endene av dette profilet. I dette tilfellet vil modellering med horisontal forlengelse gi det samme resultatet som reell forlengelse. Profil 2 stopper like før oppgrunningen finner sted. I dette tilfellet vil modellering med horisontal forlengelse gi for lave kalkulererte verdier i østlige deler av profilet, noe som resulterer i at de østlige delene av profilet vil bli gitt for høy masse hvis modellering med horisontal forlengelse utføres. Utenfor endene av profil 3 skjer det ingen forandringer i Mohodyp. Her vil en horisontal forlengelse gi samme resultat som reell forlengelse.

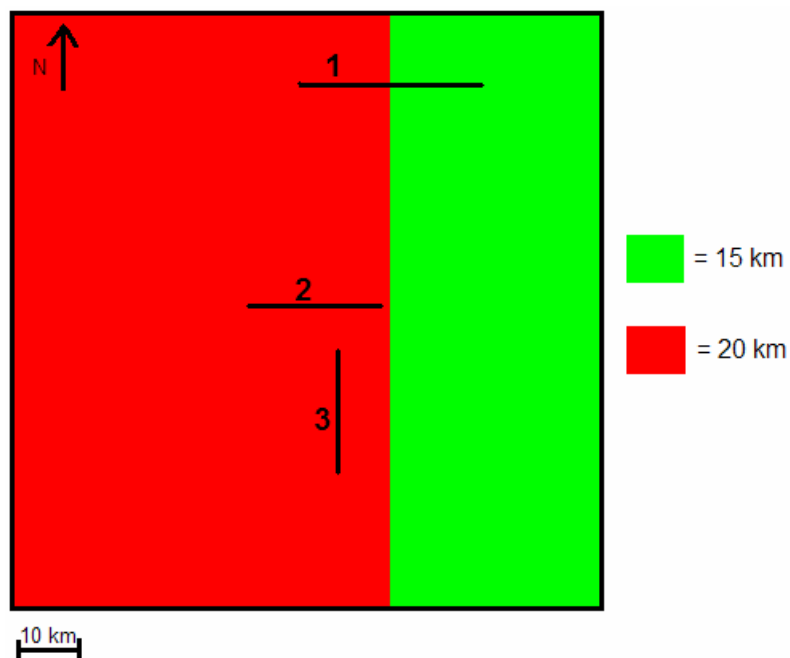
Når man skal vurdere om 2D modellering vil gi tilfredsstillende resultater er det derfor viktig å vurdere hvordan profilet er orientert i forhold til strukturer utenfor profilet. Ligger profilet med en vinkel på strøket til de geologiske strukturene, som profil 3 i figur 7.9 og 7.10, vil 2D-modellering være lite tilfredsstillende. Ligger profilet parallelt med eller vinkelrett på strøket til strukturen kan 2D modelleringen gi et tilfredsstillende resultat hvis strukturen har en



noenlunde lineær form og en lengde som er større enn profilets lengde. Stopper profilet rett før strukturen vil horisontal forlengelse bidra til feil og reell forlengelse er å foretrekke.



Figur 7.10: Et tenkt kart over dypet til Moho. Moho grunner brått opp fra 20 kilometer til 15 kilometer i østlige deler av kartet. Denne oppgrunningen har en ujevn form i dette tilfellet. De sorte linjene representerer tenkte profiler som er nærmere beskrevet i teksten.



Figur 7.11: Et tenkt kart over dypet til Moho. Moho grunner brått opp fra 20 kilometer til 15 kilometer i østlige deler av kartet. De sorte linjene representerer tenkte profiler som er beskrevet i teksten.

Før man utfører en 2D-gravimetrisk modellering kan det være lurt å plote observerte friluftsanomalier i et rektangulært område rundt profilet som skal modelleres. ASCII filer med friluftsanomalidata kan importeres fra internett og plottes i for eksempel MATLAB. På denne måten kan man se om det er store forskjeller i gravitasjon utenfor profilet. Hvis det er liten variasjon utenfor profilet vil det være større sannsynlighet for at 2D-modelleringen blir god.

## 8. Oppsummering og konklusjoner

- En 3D-modell (500x500 km) for Vøring marginen ble bygd ved å bruke 11 digitaliserte regionale grenseflater fra 32 tolkede OBS-profiler. Hvert av lagene ble gitt en tetthet som stemmer overens med tidligere gravimetrisk modelleringer og seismiske hastigheter.
- 3D-gravitasjonen fra 3D-modellen ble beregnet ved å bruke Parkers formel.
- Det kalkulerede 3D-feltet ble sammenlignet med observerte friluftsanomalier. Det viste seg at gravitasjonsfeltet som ble beregnet fra 3D-modellen stemte dårlig overens med observerte data.
- En tetthetsreduksjon i mantellitosfæren over kontinent-osean grensen førte til en forbedring i det kalkulerede feltet.
- Det kalkulerede feltet viste lave gravitasjonsverdier i nordøstlige deler av Råsbassenget. Det observerte feltet viser ikke slike lave gravitasjonsverdier i området. Disse forskjellene mellom observert og kalkulert felt ble fjernet ved å legge Moho grunnere i området.
- Lave kalkulerede gravitasjonsverdier fant også sted i de sørvestlige delene av Utgardshøyden. Dette er et område hvor det observerte feltet ligger høyt. Ved å legge inn en grunn Moho og en grunn krystallinsk skorpe i området ble det kalkulerede feltet mer likt det observerte.
- Langs hele profil 11 (nordøst i Vøringbassenget) lå den kalkulerede gravitasjonen lavere enn den observerte. Den største differansen mellom observert og kalkulert felt langs denne linjen ligger i et område som tidligere er tolket som et område med sterkt intruderte sedimentære bergarter og en basement høyde. Modelleringen gjennomført i denne oppgaven støtter denne tolkningen.
- Områdene nordøst for Bivrostlineamentet har høyere kalkulerede gravitasjonsverdier enn de observerte dataene viser. Dette støtter tolkninger av Bivrostlineamentet som en grense der den krystallinske skorpen sørvest for lineamentet har høyere tettheter enn områdene nordøst for lineamentet.
- I områdene sør på Vøring Transform margin ligger de kalkulerede gravitasjonsverdiene vesentlig høyere enn hva de observerte data viser. Ved å legge reduksjonen i

manteltetthet lenger mot øst kan disse høye verdiene reduseres. Et annet alternativ er å legge oppgrunningen av Moho lenger mot vest.

- Modelleringen viste at forskjellene på 2D feltet og 3D feltet langs et profil kan være betydelige. Har vi en god 3D-modell kan disse forskjellene brukes til å justere det observerte feltet før 2D-modellering gjennomføres.
- Modellen ble forbedret ved å legge inn noen hjelpelinjer i områder med dårlig datadekning. Geometrien i den grunne delen av modellen kan forbedres ytterligere ved å bruke mer tilgjengelige data (for eksempel batymetriske data og multikanalslinjer). De dypere grenseflatene vil fortsatt måtte interpoleres fra OBS-data/vidvinkelseismikk.
- Ved optimal bruk av gravimetri og seismikk vil en i områder med god datadekning kunne oppnå en virkelighetsnær 3D-modell. En slik modell kan brukes til å beregne relasjoner mellom 2D- og 3D-modellering, og vil også være nyttig ved blant annet isostasiberegninger, bassengrekonstruksjon, bestemmelse av strekningshistorie og temperaturmodellering.

---

## Referanser

- Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F., Swensson, E., 1991. Subduction and exhumation of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova* 3, 303-310.
- Athy, L.F., 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bulletin* 14, 1-24.
- Austegard, A., 2003. Bassengmodellering. Del I: Viktige (geo)fysiske parametere og prosesser. Kurskompendium i bassengmodellering. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Barton, P.J., 1986. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust – a useful constraint?. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 87, 195-208.
- Berndt, C., Skogly, O.P., Planke, S., Eldholm, O., Mjelde, R., 2000. High-velocity breakup-related sills in the Vøring Basin, off Norway. *Journal of geophysical research* 105, 28443-28454.
- Berndt, C., Mjelde, R., Planke, S., Shimamura, H., Faleide, J.I., 2001. Controls on the tectono-magmatic evolution of a volcanic transform margin: the Vøring Transform Margin, NE Atlantic. *Marine Geophysical Researches* 22, 133-152.
- Blystad, P., Brekke, H., Færseth, R.B., Larsen, R.B., Skogseid, J., Tørudbakken, B., 1995. Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part II: the Norwegian Sea region. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin* 8, 45 pp.
- Breivik, A.J., Verhoef, J., Faleide, J.I., 1999. Effect of thermal contrasts on gravity modeling at passive margins: Results from the western Barents Sea. *Journal of Geophysical Research* 104, 15293-15311.
- Breivik, A.J., Faleide, J.I., Mjelde, R., Flueh, E.R., 2008. Magma productivity and early seafloor spreading rate on the northern Vøring Margin, Norway – constraints on mantle melting models. *Tectonophysics*, submitted.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. I: Nøttvedt, A. (ed.), *Dynamics of the*

- Norwegian Margin. Geological Society Special Publications, vol.167. The Geological Society, London, pp.327-378.
- Carlson, R.L., Herrick, C.N., 1990. Densities and Porosities in the Oceanic Crust and Their Variations With Depth and Age. *Journal of Geophysical Research* 95, 9153-9170.
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research* 100, 9761-9788.
- Cordell, L., Henderson, R.G., 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics* 33, 596-601.
- Dore, A.G., Lundin, E.R., Jensen, L.N., Birkeland, Ø., Eliassen, P.E., Fichler, C., 1999. Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin. I: Fleet, A.J., Boldy, S.A.R. (eds.), *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the Fifth Conference*. Geological Society special publication. The Geological Society, London, pp.41-61.
- Ebbing, J., Lundin, E., Olesen, O., Hansen, E.K., 2006. The mid-Norwegian margin: a discussion of crustal lineaments, mafic intrusions, and remnants of the Caledonian root by 3D density modelling and structural interpretation. *Journal of the Geological Society*, London 163, 47-59.
- Eldholm, O., Theide, J., Taylor, E., 1987. Evolution of the Norwegian continental margin: background and objectives. I: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., Proc., Init. Repts. (Pt. A), ODP 104, 5-25.
- Eldholm, O., Skogseid, J., Sundvor, E., Myhre, A.M., 1990. The Norwegian-Greenland Sea. I: Grantz, A., Johnson, L., Sweeney, J.F. (eds.), *The Geology of North America, vol.L, The Arctic Ocean Region*. Geological Society of America, Colorado, pp. 351-364.
- Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S., Gladchenko, T.P., 1995. Volcanic margin concepts. I: Banda, E., Torne, M., Talwani, M. (eds.), *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 1-16.
- Eldholm, O., Tsikalas, F., Faleide, J.I., 2002. Continental margin off Norway 62-75 N: Palaeogene tectono-magmatic segmentation and sedimentation. I: Jolley, D.W., Bell, B.R. (eds.), *The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes*. Geological Society Special Publications vol.197. The Geological Society, London, pp. 39-68.
- Fernandez, M., Torne, M., Garcia-Castellanos, D., Verges, J., Wheeler, W., Karpuz, R., 2004. Deep structure of the Vøring Margin: the transition from a continental shield to a young oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 221, 131-144.

- Fowler, C.M.R., 1990. *The Solid Earth*. Cambridge University Press, Cambridge, 472 pp.
- Færseth, R.B., Lien, T., 2002. Cretaceous evolution in the Norwegian Sea - a period characterized by tectonic quiescence. *Marine and Petroleum Geology* 19, 1005-1027.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R., 1974. Formation velocity and density- the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics* 39, 770-780.
- Gernigon, L., Lucazeau, F., Brigaud, F., Ringenbach, J., Planke, S., Le Gall, B., 2006. A moderate melting model for the Vøring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: Implications for the meaning of the lower crustal bodies. *Tectonophysics* 412, 255-278.
- Hagevang, T., Eldholm, O., Aalstad, I., 1983. Pre-23 magnetic anomalies between Jan Mayen and Greenland-Senja fracture zones in the Norwegian Sea. *Marine Geophysical Researches* 5, 345-363.
- Harland, W.B., 1969. Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of the North Atlantic Region. I: Kay, M. (ed.), *North Atlantic Geology and Continental Drift*. AAPG Memoir, vol. 12, pp.817-851.
- Hinz, K., Eldholm, O., Block, M., Skogseid, J., 1993. Evolution of North Atlantic volcanic continental margins. I: Parker, J.R. (ed.), *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. The Geological Society, London, pp. 901-913.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science, 262 pp.
- Kearey, P., Vine, F.J., 1996. *Global Tectonics*. Blackwell Science, 333 pp.
- Kinck, J.J., Husebye, E.S., Larsson, F.R., 1993. The Moho depth distribution in Fennoscandia and the regional tectonic evolution from Archean to Permian times. *Precambrian Research* 64, 23-51.
- Kodaira, S., Mjelde, R., Gunnarson, K., Shiobara, H., Shimamura, H., 1998a. Evolution of oceanic crust on the Kolbeinsey Ridge, north of Iceland, over the past 22 Myr. *Terra Nova* 10, 27-31.
- Kodaira, S., Mjelde, R., Shiobara, H., Kanazawa, T., Shimamura, H., Berg, E.W., Riise, O., 1998b. Structure of a Volcanic Continental Margin Derived from Ocean-bottom seismographic Data: The Northern Vøring Margin, off Norway. *Pure and Applied Geophysics* 152, 1-21.
- Kodaira, S., Mjelde, R., Gunnarson, K., Shiobara, H., Shimamura, H., 1998c. Structure of the Jan Mayen microcontinent and implications for its evolution. *Geophysical Journal International* 132, 383-400.

- Le Pichon, X., Hayes, D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones and early opening of the south Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 76, 6283-6293.
- Lundin, E., Dore, A.G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology* 19, 79-93.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E., Drake, C.L., 1970. Seismic refraction. I: Maxwell, A.E. (ed.), *The Sea*, vol.4. Wiley, New York, pp. 53-84.
- Marshak, S., 2001. *Earth Portrait Of A Planet*, W.W. Norton & Company, Inc, 736 pp.
- Martinsen, O.J., Nøttvedt, A., 2007. Av hav stiger landet. I: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (eds.), *Landet blir til Norges Geologi*. Norsk geologisk forening, Trondheim, pp. 440-477.
- Mjelde, R., Sellevoll, M.A., Shimamura, H., Iwasaki, T., Kanazawa, T., 1992. A crustal study off Lofoten, N.Norway, by use of 3-component Ocean Bottom Seismographs. *Tectonophysics* 212, 269-288.
- Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E.W., Riise, O., 1997. Crustal structure of the central part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from ocean bottom seismographs. *Tectonophysics* 277, 235-257.
- Mjelde, R., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., Brekke, H., Egebjerg, T., Sørenes, N., Thorbjørnsen, S., 1998. Crustal structure of the northern part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from wide-angle seismic and gravity data. *Tectonophysics* 293, 175-205.
- Mjelde, R., Digranes, P., Van Schaack, M., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., Naess, O., Sørenes, N., Våagnes, E., 2001. Crustal structure of the outer Vøring Plateau, offshore Norway, from ocean bottom seismic and gravity data. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6769-6791.
- Mjelde, R., Timenes, T., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Kodaira, S., Nakanishi, A., 2002. Acquisition, processing and analysis of densely sampled P- and S-wave OBS-data on the mid-Norwegian Margin, NE Atlantic. *Earth Planets Space* 54, 1219-1236.
- Mjelde, R., Shimamura, H., Kanazawa, T., Kodaira, S., Raum, T., Shiobara, H., 2003. Crustal lineaments, distribution of lower crustal intrusives and structural evolution of the Vøring Margin, NE Atlantic; new insight from wide-angle seismic models. *Tectonophysics* 369, 199-218.



- Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R., Næss, U., 2005. Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data. *Journal of Geophysical Research* 110, B05101, doi:10.1029/2004JB003026.
- Mjelde, R., Breivik, A.J., Raum, T., Mittelstaedt, E., Ito, G., Faleide, J.I., 2008a. Magmatic and tectonic evolution of the North Atlantic. *Journal of the geological society, London* 165, 31-42.
- Mjelde, R., Faleide, J.I., Breivik, A.J., Raum, T., 2008b. Lower crustal composition and crustal lineaments on the Vøring Margin, NE Atlantic: A review. *Tectonophysics*, in press.
- Mjelde, R., Raum, T., Kandilarov, A., Murai, Y., Takanami, T., 2008c. Crustal structure and evolution of the outer Møre Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics*, submitted.
- Mutter, J.C., Zehnder, C.M., 1988. Deep crustal structure and magmatic processes: the inception of seafloor spreading in the Norwegian-Greenland Sea. I: Morton, A.C., Parson, L.M. (eds.), *Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic*. Geological Society Special Publication, vol.39. The Geological Society, London, pp. 35-48.
- Nesse, W.D, 2000. *Introduction to Mineralogy*, Oxford University Press, 442 pp.
- Olesen, O., Lundin, E., Nordgulen, Ø., Osmundsen, P.T., Skilbrei, J.R., Smethurst, M.A., Solli, A., Bugge, T., Fichler, C., 2002. Bridging the gap between onshore and offshore geology in Nordland, northern Norway. *Norwegian Journal of Geology* 82, 243-262.
- Parker, R.L., 1972. The Rapid Calculation of Potential Anomalies. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 31, 447-455.
- Planke, S., Skogseid, J., Eldholm, O., 1991. Crustal structure off Norway, 62 to 70 north. *Tectonophysics* 189, 91-107.
- Raum, T., 2000. *Crustal Structure and Evolution of the Faeroe, Møre and Vøring margins From Wide-angle Seismic and Gravity Data*. Ph.D. oppgave, Universitetet i Bergen.
- Raum, T., Mjelde, R., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., Haatvedt, G., Sørenes, N., Thorbjørnsen, T., 2002. Crustal structure of the southern part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from wide-angle seismic and gravity data. *Tectonophysics* 355, 99-126.
- Raum, T., Mjelde, R., Shimamura, H., Murai, Y., Bråstein, E., Karpuz, R.M., Kravik, K., Kolstø, H.J., 2006. Crustal structure and evolution of the southern Vøring Basin and Vøring Transform Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics* 415, 167-202.

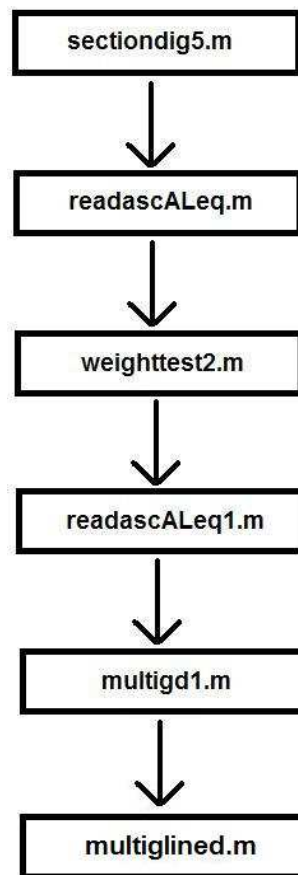
- Ren, S., Faleide, J.I., Eldholm, O., Skogseid, J., Gradstein, F., 2003. Late Cretaceous-Paleocene tectonic development of the NW Vøring Basin. *Marine and Petroleum Geology* 20, 177-206.
- Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research* 102, 10039-10054.
- Shipboard Scientific Party, 1987. Site 642: Norwegian Sea. I: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., Proc., Init. Repts. (Pt. A), ODP 104, pp. 53-453.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science* 277, 1956-1962.
- Skogseid, J., Eldholm, O., 1989, Vøring Plateau Continental Margin: seismic interpretation, stratigraphy, and vertical movements: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 104, 993-1030.
- Skogseid, J., Pedersen, T., Eldholm, O., Larsen, B.T., 1992. Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: the Vøring Margin. I: Storey, B.C, Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, pp. 305-320.
- Skogseid, J., Planke, S., Faleide, J.I., Pedersen, T., Eldholm, O., Nerverdal, F., 2000. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation. I: Nøttvedt, A. (ed.), *Dynamics of the Norwegian Margin*, Geological Society special publications, vol.167. The Geological Society, London, pp. 295-326.
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., 1959. Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research* 64, 49-59.
- Talwani, M., Eldholm, O., 1972. Continental Margin off Norway: A Geophysical Study. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3575-3606.
- Talwani, M., Eldholm, O., 1977. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Geological Society of America Bulletin* 88, 969-999.
- Torne, M., Fernandez, M., Wheeler, W., Karpuz, R., 2003. Three-dimensional crustal structure of the Vøring Margin (NE Atlantic): A combined seismic and gravity image. *Journal of Geophysical Research* 108, B2, 2115, doi:10.1029/2002JB001838.
- Torsvik, T., Mosar, J., Eide, E., 2001. Cretaceous-Tertiary geodynamics: a North Atlantic exercise. *Geophysical Journal International* 146, 1-23.

- Tsikalas, F., Eldholm, O., Faleide, J.I., 2002. Early Eocene sea floor spreading and continent-ocean boundary between Jan Mayen and Senja fracture zones in the Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geophysical Researches* 23, 247-270.
- Tsikalas, F., Eldholm, O., Faleide, J.I., 2005. Crustal structure of the Lofoten-Vesterålen continental margin, off Norway. *Tectonophysics* 404, 151-174.
- Van Wijk, J.W., Van der Meer, S., Cloetingh, S.A.P.L., 2004. Crustal thickening in an extensional regime: application to the mid-Norwegian Vøring margin. *Tectonophysics* 387, 217-228.
- Vågnes, E., 1997. Uplift at thermo-mechanically coupled ocean-continent transforms: Modeled at the Senja Fracture Zone, southwestern Barents Sea. *Geo-Marine Letters* 17, 100-109.
- Vågnes, E., Gabrielsen, R.H., Haremo, P., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications. *Tectonophysics* 300, 29-46.
- White, R., McKenzie, D., 1989. Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research* 94, 7685-7729.
- Zehnder, C.M., Mutter, J.C., Buhl, P., 1990. Deep seismic and geochemical constraints on the nature of rift-induced magmatism during breakup of the North Atlantic. *Tectonophysics* 173, 545-656.



## Appendiks A: Programmer brukt i modelleringen

Figur A.1 viser programflyten som ble kjørt for å generere 3D-modellen og for å kalkulere 3D feltet fra denne modellen. Under kommer en kort beskrivelse av hvert av disse programmene.



Figur A.1: Programflyt brukt for å generere 3D-modellen og for å beregne 3D gravitasjonen fra denne modellen.

### **sectiondig5.m:**

Dette programmet brukes til å sette sammen alle de digitaliserte profilene til en fil som brukes videre til å lage 3D-modellen. Input i programmet er navnet på den digitaliserte tekstfilen med x og z koordinater for hver grenseflate langs et profil. Figur A.2 viser hvordan inputfilen skal se ut. Etter at navnet på filen for profilet er gitt inn må profilnummer tastes inn. Den første filen som leses inn må være profil nummer 1 i modellen. Filen med de digitaliserte verdiene lagres da i filen catxyi.mat. Neste gang sectiondig5.m kjøres gir man inn tekstfilen med

profilet som skal være profilnummer 2 og taster inn 2 på profilnummer. Verdiene for dette profilet vil da legges seg under verdiene for profilnummer 1 i filen catxyi.mat. Samme prosedyre gjentas for alle profilene som skal være med i modellbyggingen. Til slutt sitter man med filen catxyi.mat som inneholder alle grenseflatene langs alle profilene.

|       | x         | z        |
|-------|-----------|----------|
| Lag 1 | 0.10000   | 1.30000  |
|       | 50.03000  | 1.25000  |
|       | 103.20000 | 1.17000  |
|       | 140.52327 | 1.35801  |
| Lag 2 | 0.25000   | 4.14770  |
|       | 46.36305  | 3.16133  |
|       | 97.69937  | 3.63514  |
|       | 138.24372 | 4.51516  |
| Lag 3 | 0.84217   | 0.07151  |
|       | 142.09988 | 0.03467  |
|       | 0.17439   | 8.81793  |
| Lag 4 | 63.14063  | 9.86395  |
|       | 139.19820 | 10.89094 |

Figur A.2: Inputfilen i sectiondig5.m skal være på denne formen. Start med x og z koordinater for første grenseflate, deretter x og z koordinater for 2. grenseflate også videre ned til og med nederste grenseflate

### readascALeq:

Dette programmet leser inn filen catxyi.mat som ble generert i sectiondig5.m. Input i programmet er en tekstfil med startpunkt og endepunkt for de ulike profilene i modelleringsområdet. Filen må være ordnet slik at profil 1 i catxyi.mat er det samme som øverste profil i denne filen også videre. Figur A.3 viser hvordan inputfilen skal se ut. Programmet equispacer så de digitaliserte grenseflatene for bruk i weighttest2.m.

|          | x         | y         |
|----------|-----------|-----------|
| Profil 1 | 80.73852  | 155.47367 |
|          | 107.58753 | 1.15001   |
| Profil 2 | 178.17586 | 325.75719 |
|          | 183.83860 | 77.16377  |
| Profil 3 | 88.66291  | 219.62620 |
|          | 200.68308 | 224.53419 |
| Profil 4 | 121.81232 | 164.75941 |
|          | 268.91720 | 174.99189 |

Figur A.3: Inputfilen i readascALeq.m skal være på denne formen. Start med x og y koordinater for første profil, deretter x og y koordinater for profil 2 også videre ned til og med siste profil

**weighttest2.m:**

Dette programmet utfører en vektet interpolasjon på dataene generert i sectiondig5.m og readascALeq.m. Man kan velge mellom 3 ulike typer vekting. R3 vektingen ble brukt i denne oppgaven. Man definerer så verdiene som skal brukes i vekteformelen. I denne oppgaven er verdiene satt til  $n=2$  og  $[e_0 \ c] = [0.1 \ 0.03]$ .

**readascALeq1:**

Programmet importerer den vektete modellen oppnådd i weighttest2.m. Denne modellen blir så forlenget 1000 kilometer til hver side for å unngå endeeffekter i modelleringen. Den forlengede modellen blir så lagret for å kunne brukes i gravimetrisk modellering.

**multigd1.m:**

Programmet regner ut 3D feltet for modellen generert i readascALeq1.m ved hjelp av Parkers formel (kapittel 3.4) Input er en tekstfil som definerer tetthetsstrukturen i hvert lag og en tekstfil som definerer maksimum og minimum tetthet i hvert lag.

**multiglined.m:**

Programmet plotter 2D- og 3D-feltet langs en vilkårlig linje i 3D-modellen. Input er x- og y-verdiene til linjens startpunkt og endepunkt. Det kan og velges om 2D-feltet langs linjen skal beregnes med horisontal forlengelse eller reell forlengelse.