

**PM Termiskt inducerade skalv**

**Billy Fälth**

**Harald Hökmark**

**Clay Technology AB,**

**September 2013.**

# 1 Inledning

Strålsäkerhetsmyndigheten, SSM, har i skrivelse till Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB, begärt kompletterande information rörande termiskt inducerad seismisk aktivitet. Ett preliminärt svar (SKBDocID 1372546) ingavs till SSM i juni 2013.

Föreliggande PM utgör en komplettering och avser att detaljera det preliminära svaret rörande termiskt inducerad seismicitet. Den tillkommande informationen utgörs huvudsakligen av resultat från nya, för ändamålet specifikt utformade, modelleringar av termiskt inducerade skalv. De nya modellerna är baserade på platsdata med spänningar, bergegenskaper, deformationszoner (SKB 2008) och lokalisering av kapslar (SKB 2009) som i det projekterade Forsmarkförvaret.

För att kunna göra en korrekt och meningsfull värdering av de möjliga effekterna av de termiskt inducerade skalven jämförs resultaten av modelleringsarbetet med motsvarande resultat från platsspecifika, postglacialt belastade modeller som inte var framtagna vid tiden för publicering av SR-Site. Därmed har det varit nödvändigt att i denna PM också redovisa vissa modifieringar av den dynamiska modelleringstekniken som gjorts sedan publiceringen av SR-Site.

Redovisningen och diskussionen av de analyser som nu gjorts med anledning av SSM:s begäran om kompletterande information finns i kapitlen 4 och 5.

I kapitel 2 rekapituleras kort modelleringsansatsen i och huvudresultaten av de dynamiska beräkningar som utgör del av hanteringen av jordskalvsscenarioet i SR-Site (Fälth et al. 2010). I kapitel 3 beskrivs huvuddragen i den modifierade teknik för modellering av postglaciala skalv, med platsspecifika spänningar och potentiella förkastningsplan, som nu utvecklas inom det forskningsprogram som specificerats i Fud 2010 (SKB 2010a). De resultatexempel som presenteras här har valts för att ge möjlighet till relevant jämförelse mellan de beräknade effekterna av termiskt inducerade skalv och de på motsvarande sätt platsspecifikt beräknade effekterna av postglaciala skalv.

## 2 Hantering av jordskalv i SR-Site

Den metodik för beräkningar av den seismiska risken för slutförvaret som gjordes som en del av säkerhetsanalysen SR-Site beskrivs i Geosfärsprocessrapporten (SKB 2010b). Denna beskrivning baseras i sin tur på, i huvudsak, två bakgrundsrapporter:

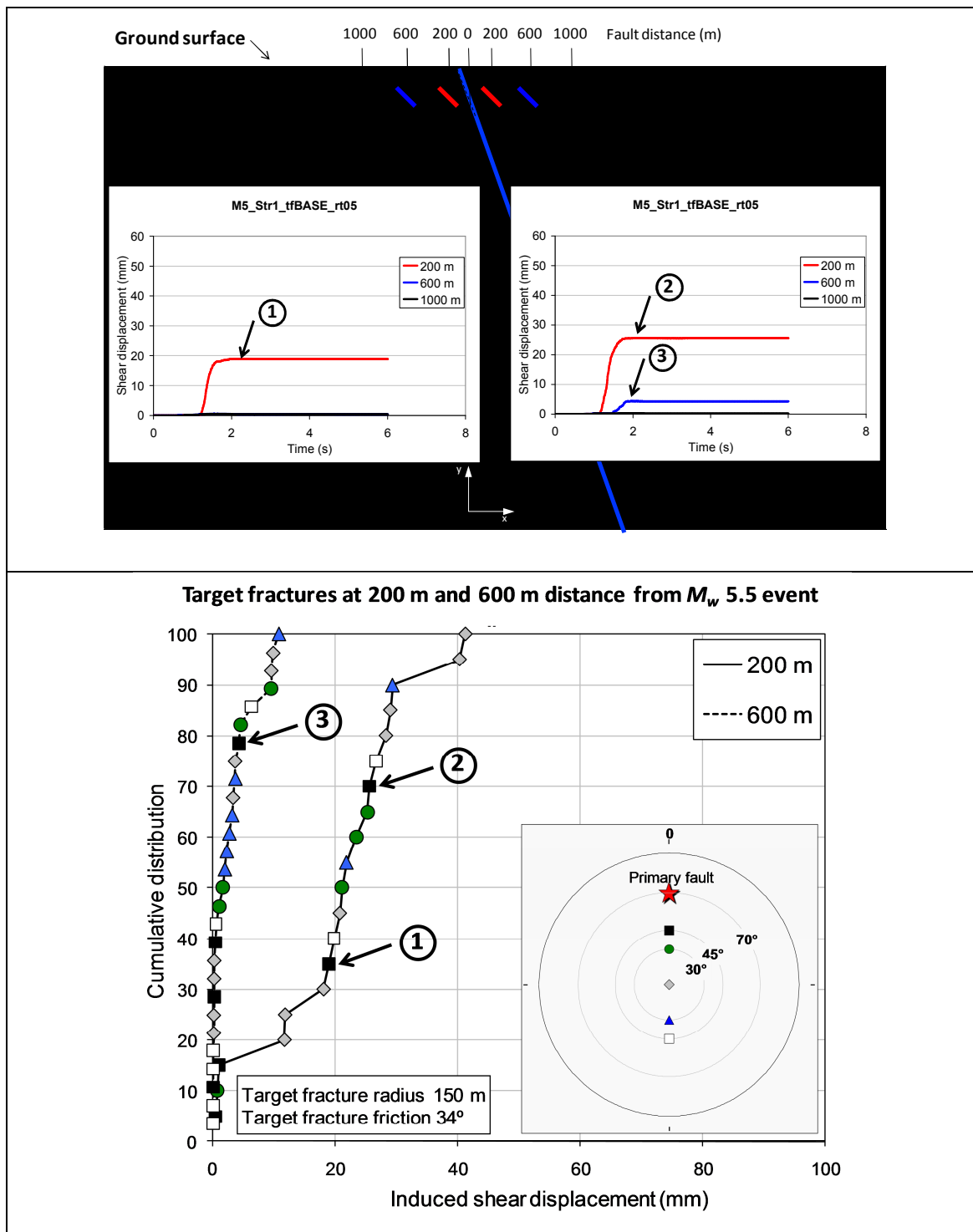
- SKB TR-08-11, den s.k. jordskalvsrapporten, (Fälth et al. 2010).
- SKB TR-10-21, den s.k. FPI-rapporten, (Munier 2010).

I jordskalvsrapporten redovisas den metod för simulering av jordskalv med hjälp av den dynamiska logiken i den distinkta elementkoden *3DEC* som används för att bestämma s.k. kritiska radier, det vill säga de sprickradier som fordras för att en seismiskt inducerad skjuvrörelse ska överstiga kapselskadekriteriet, 50 mm. I FPI-rapporten beskrivs dels metoder att identifiera kritiska sprickor (alltså sprickor med radie lika med eller större än den kritiska radien) och därigenom undvika att deponeringshål lokaliseras så att de kommer att skäras av de centrala delarna av sådana sprickor, dels metoder att beräkna det resulterande bortfallet av kapselpositioner och slutligen metoder att uppskatta det antal kapslar som på grund av ofullkomligheter i de tillämpade metodernas kan ha lokaliserats till kritiska positioner.

I korthet går simuleringsmetoden i Fälth et al. (2010) ut på att en potentiell jordskalvzon modelleras som ett diskret plan på vilket ett skalv utlöses genom att hållfastheten i varje enskild punkt på zonen reduceras till noll under loppet av, till exempel, en halv sekund. Hållfasthetsreduktionen initieras i ett på förhand bestämt hypocentrum och propagerar ut över deformationszonens hela yta med en hastighet som motsvarar 70 % av skjuvvågshastigheten i det omgivande elastiska mediet. Det resulterande skalvets momentmagnitud beror av zonen area, zonen medelskjuvrörelse och det omgivande bergets elastiska egenskaper. Bergspänningarna kalibreras så att medelskjuvrörelsen blir tillräckligt stor för att momentmagnituden ska bli den största möjliga, givet zonen area och de samband mellan momentmagnitud och area som ges av litteraturen, exempelvis Leonard (2010), Wells och Coppersmith (1994). Spänningarna orienteras med den största huvudspänningen vinkelrät mot zonen strykning och mellersta huvudspänningen parallell med strykningen så att rörelsen på zonen blir av överskjutningstyp, det vill säga den typ av rörelse som gällde för de stora postglaciala förkastningarna i norra Sverige efter den senaste glaciationen.

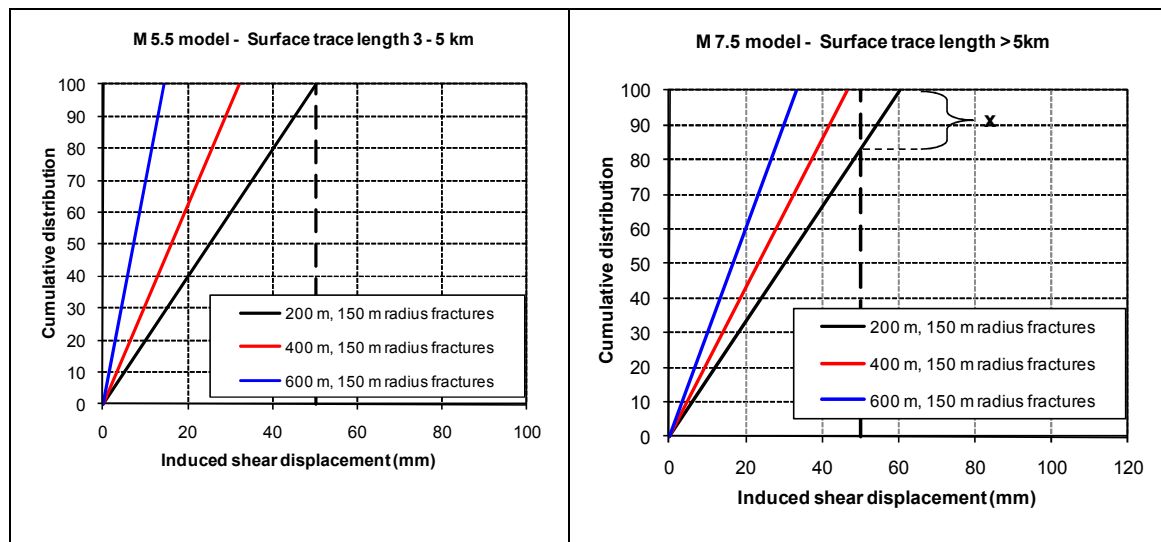
Vare sig spänningarnas storlek eller deras orientering i Fälth et al. (2010) är således kopplade till förhållandena i Forsmark eller till orienteringen hos deformationszonerna där. Ansatsen med maximalt seismiskt moment per enhet deformationszonsarea innebär emellertid att största möjliga mängd töjningsenergi frigörs och att simuleringarna, från den synpunkten, ger en rimlig övre gräns av effekterna med hänsyn till osäkerheter och variationer när det gäller storlek och orientering hos *in situ* spänningarna. Dessutom styrs zonerörelsens hastighet så att den blir i nivå med de högsta hastigheter som någonsin registrerats för verkliga skalv, exempelvis det stora Chi-Chi skalvet (Mw 7.6) i Taiwan 1999 (t. ex. Teng et al. 2001). Därmed bedömer vi det som troligt att de simulerade skalvens effekter på det omgivande berget överdriver effekterna av en verklig framtida seismisk rörelse hos någon av Forsmarks deformationszoner. Figur 1

visar ett exempel på sekundära skjuvrörelser beräknade på olika avstånd från ett skalv som simulerats enligt ovan.



**Figur 1.** Övre: Sekundära skjuvrörelser som funktion av tid på sprickor med strykning parallell med jordskalvszonen och stupning 45 grader. Kurvorna visar de största rörelsen på liggväggsidan (1) och hängväggsidan (2) hos denna sprick-kategori. Kurvan (3) visar den största rörelsen på 600 m avstånd. Nedre: maxskjuvrörelse hos alla modellerade sprickor på 200 och 600 m avstånd från skalvszonen. Från Fälth et al. (2010).

Resultaten från exemplet i Figur 1 och från motsvarande simuleringar av skalv på deformationszoner med större areor, alltså skalv av större magnituder, sammanfattas i diagrammen som visas i Figur 2.



**Figur 2.** Schematiserad kumulativ inducerad skjuvrörelse. Från Fälth et al. (2010). På 200 m avstånd från en stor deformationszon är sannolikheten att en spricka med 150 radie skjuvas 50 mm eller mer ca 17 % ("x" i högra diagrammet).

Kurvorna i Figur 2 visar alltså den uppskattade sannolikheten för att en spricka med radien 150 m på 200 m, 400 m och 600 m avstånd från ett skalv skjuvas mer än ett visst belopp. På 200 m avstånd från en zon med mer än 5 km utsträckning, till exempel, är sannolikheten ungefär 0,17 att den inducerade skjuvrörelsen hos en spricka av denna storlek (150 m radie) ska överskrida kapselskadekriteriet (50 mm) vid sprickans centrum. För given seismisk belastning, det vill säga orientering och lokalisering i förhållande till det aktuella skalvet, är den inducerade rörelsen med god approximation proportionell mot sprickans storlek (Fälth et al. 2010), vilket innebär att sambanden som visas i Figur 2, tillsammans med den metodik som beskrivs i FPI-rapporten (Munier 2010), kan användas för att formulera kriterier för att godkänna kapselpositioner. Sambanden används i SR-Site dessutom som indata för beräkning av den kvarstående seismiska risken. Man kan notera att sambanden i Figur 2 är starkt förenklade och förmodligen ur vissa synpunkter konservativa. Till exempel är, som framgår av det infogade poldiagrammet i Figur 1, flacka, det vill säga potentiellt instabila, sprickor överrepresenterade i de beräkningar som sambanden baseras på.

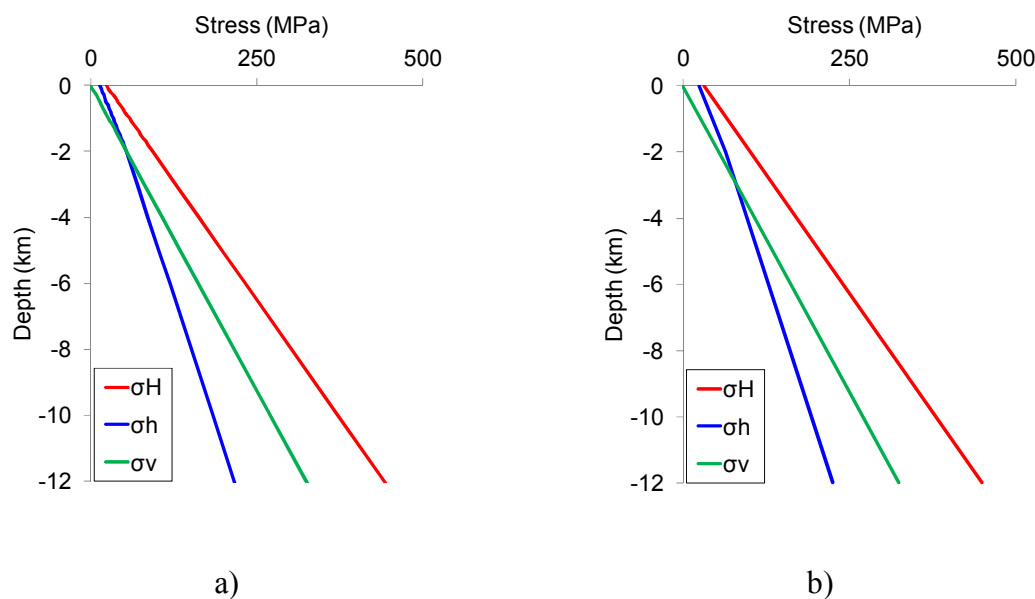
### 3 Postglaciala skalv i Forsmark

Även om skalvbeskrivningen i SR-Site bedöms vara tillräckligt konservativ för att täcka in variationer i fråga om *in situ* spänningarnas storlek och orientering i förhållande till deformationszoner görs nu platsspecifika modelleringar (Fälth och Hökmark, *in prep*) med i stort sett samma teknik som den i Fälth et al. (2010). De platsspecifika analyserna av skalv under det postglaciala skedet görs som en del av det forskningsprogram som specificeras i Fud 2010 (SKB 2010a). Målsättningen är att utveckla beräkningstekniken så att man kan få en bättre uppfattning om vilka skalv som är realistiskt möjliga och mot en mindre konservativ beskrivning av deformationszoners och sprickors mekaniska egenskaper. De modifieringar av tekniken och modelleringsansatsen som gjorts i förhållanden till den ursprungliga tekniken i Fälth et al. (2010) är framför allt:

- I SR-Site-beräkningarna sattes residualhållfastheten (det vill säga kvarvarande hållfasthet i zonen efter uppsprickning) i jordskalvszonen schematiskt till noll. Med andra ord antas att största teoretiskt möjliga mängd töjningsenergi frigörs. I de platsspecifika beräkningarna antas istället deformationszonerna ha en liten, friktionsstyrd, residualhållfasthet. Friktionskoefficienten  $\mu_{res}$  sätts till  $0,09 = \tan(5^\circ)$ . Anledningen till att införa en residualhållfasthet är att man annars får icke-relevanta eftersvängningar i den modellerade deformationszonen. Momentmagnituden påverkas ytterst marginellt.
- I SR-Site-beräkningarna kalibrerades spänningarna så att största möjliga momentmagnitud erhöles, givet de samband mellan magnitud och den aktiva delen av förkastningsplanet som ges i litteraturen (exempelvis Wells and Coppersmith 1994; Leonard 2010). I de platsspecifika beräkningarna är *in situ* spänningarna summan av dagens spänningar och de glaciala spänningarna vid slutet av glaciationen. Dagens spänningar är baserade på platsbeskrivningens spänningsmodell och (för större djup) på allmänt accepterade uppfattningar om spänningarnas riktningar och storlek som funktion av djup i de södra delarna av den Baltiska Skölden. Det glaciala spänningstillskottet baseras på resultat av analyser av systemet is/skorpa/mantel under en glaciationscykel (Lund et al. 2009).
- I SR-Site-beräkningarna analyseras modeller med ett litet antal orienteringar hos de sprickor som potentiellt kan reaktiveras vid en seismisk rörelse i en närbelägen deformationszon. De platsspecifika beräkningarna görs för alla de sprickset som identifierats i Forsmark samt för ytterligare några hypotetiska sprickset.

### 3.1 Spänningar

I modeller som simulerar post-glaciala jordskalv appliceras ett spänningstillstånd som utgörs av summan av dagens spänningar och de projekterade, glacialt inducerade, spänningarna. I Figur 3a visas den antagna modellen för dagens spänningstillstånd. För de översta 2 km är spänningarna av "reverse faulting"-typ och överensstämmer väl med SKB:s spänningsmodell ("most likely values") för Forsmark (SKB 2008). På förvarsdjup reproduceras platsmodellens spänningar exakt. När det gäller spänningarna på större djup är osäkerheterna stora. Det finns data och litteraturuppgifter som tyder på att spänningsregimen där är av "strike-slip"-typ (Stephansson et al. 1989; Lund and Zoback 1999). Därför är modellen utformad så att spänningsregimen växlar till *strike-slip* vid 2 km djup. De glacialt inducerade spänningarna är hämtade från GIA-modelleringar (Glacial Isostatic Rebound) (Lund et al. 2009). Summan av dagens spänningar och de glacialt inducerade spänningarna visas i Figur 3b. Eftersom de glacialt inducerade spänningarna varierar förhållandevis lite med djupet har de störst relativ inverkan nära markytan där dagens spänningar är små. Det som visas i Figur 3 (höger) är de spänningar som ansätts som referensspänningar (Case 1) i det nu pågående modelleringsarbetet. För inledande analyser av stabiliteten hos de olika deformationszonerna i Forsmark betraktas dessutom Case 2 med alternativ orientering av dagens spänningar (25 grader skillnad i förhållande till Case 1).



**Figur 3.** a) Modell för dagens spänningstillstånd och b) summan av dagens spänningar och glacialt inducerade spänningar under den postglaciala fasen ("Case 1").

De potentiellt viktiga deformationszonerna i Forsmark når inte djup som är större än några kilometer, vilket innebär att de osäkerheter som enligt ovan finns när det gäller spänningarna på stora djup inte nödvändigtvis är viktiga.

## 3.2 Deformationszonernas geometri och stabilitet

Figur 4 visar geometrierna för de sju deformationszoner som beaktas i modelleringarna. Figur 5 (vänster) visar stabiliteten idag på tre olika djup hos de sju zonerna för referensspänningstillståndet (Case 1), Figur 3a, och för spänningstillståndet med alternativ orientering (Case 2). Stabiliteten utvärderas med *CFS*-kriteriet (*Coulomb Failure Stress*, (t. ex. Harris 1998)):

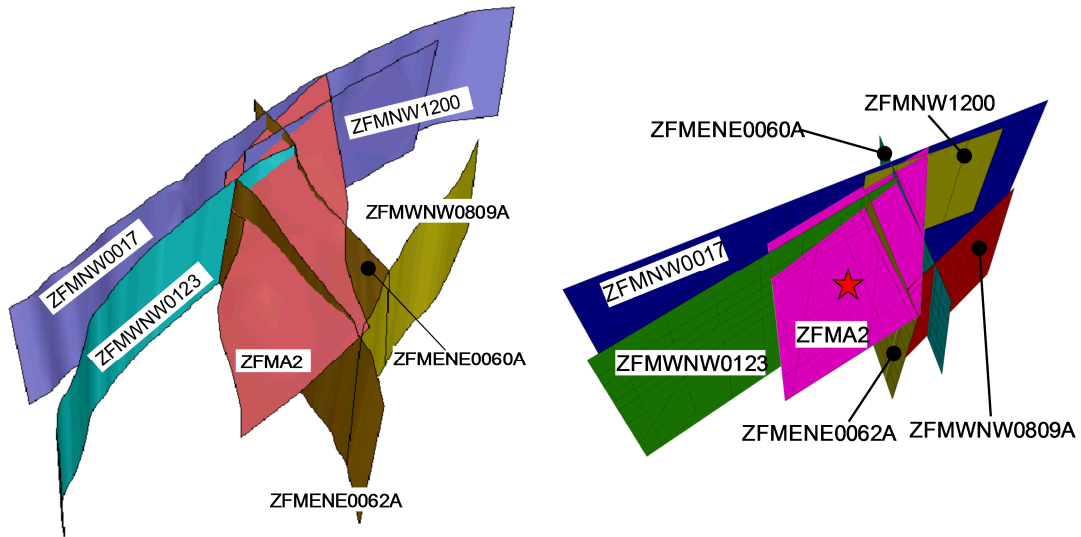
$$CFS = \tau - [\mu(\sigma_n - P) + c] \quad (1)$$

I uttrycket är  $\tau$  och  $\sigma_n$  de skjuv- respektive normalspänningar som verkar i deformationszonens plan medan  $P$  är portrycket,  $\mu$  friktionskoefficienten och  $c$  kohesionen. För resultaten som visas här är friktionskoefficienten  $\mu = 0,65$  och kohesionen 0. Portrycket är lika med det hydrostatiska trycket där noll-nivån förenklat antas ligga vid markytan. Positiva *CFS*-värden betyder alltså instabilitet. Figur 5 (höger) visar stabilitetstillskottet  $\Delta CFS$  under den postglaciala fasen. Under den postglaciala fasen antas portrycket vara förhöjt med 1 MPa på 0,5 km djup, 2 MPa på 1,5 km djup och 4 MPa på 2,5 km djup.

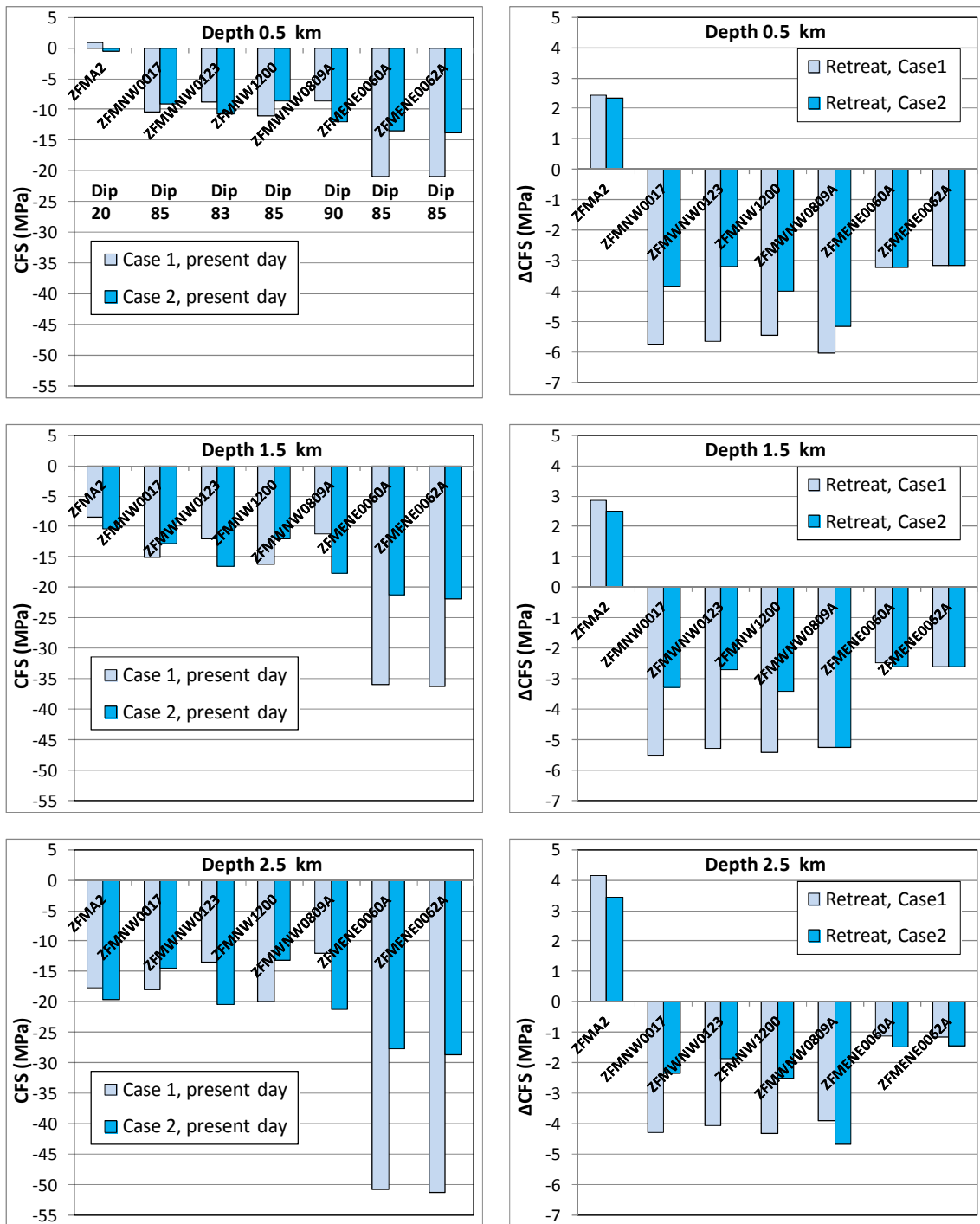
På djup ner till ca 2 km har den flacka zonen ZFMA2, med stupningsvinkel 20 grader, den lägsta stabiliteten. I själva verket är det faktiska maxdjupet för ZFMA2 inte mer än ca 1 km, varför den nominella stabilitetstillväxt med djupet som diagrammen visar inte nödvändigtvis är av stor betydelse. På mindre djup är ZFMA2 nära brottillstånd ( $CFS \approx 0$ ), medan övriga zoner har stabilitetsmarginaler på ca 10 MPa. ZFMA2 är dessutom den enda zon som destabiliseras under den postglaciala fasen. Detta gäller alla djup. Övriga zoner, med stupningsvinklar mellan 80 och 90 grader (och som samtliga redan har en betydande stabilitetsmarginal), får istället en ökad stabilitet på alla djup under den postglaciala fasen. Dessa allmänna observationer är inte känsliga för detaljer i *in situ* spänningsmodellen. Liknande stabilitetsanalyser gjorda för ett antal deformationszoner i Olkiluoto, Finland, (Fälth and Hökmark 2012), med olika modeller för utvecklingen av islasten och för berggrundens viskoelastiska respons på islasten, visar att observationerna inte heller är känsliga för nyanser i glacialspänningsutvecklingen.

För hantering av risken för postglaciala skalv är det mindre realistiskt att betrakta stabila zoner som dessutom stabiliseras ytterligare under den postglaciala fasen som potentiella skalvzoner. Den enda zon i Forsmark som rimligen kan ge en postglacial förkastningsrörelse är därför ZFMA2. I denna PM redovisas därför bara resultat från modeller där ZFMA2 är jordskalvszon. I den fullständiga rapporteringen av det pågående modelleringsarbetet kommer, för fullständighetens skull, också resultat från modeller med skalv på de brantstående deformationszonerna att redovisas.





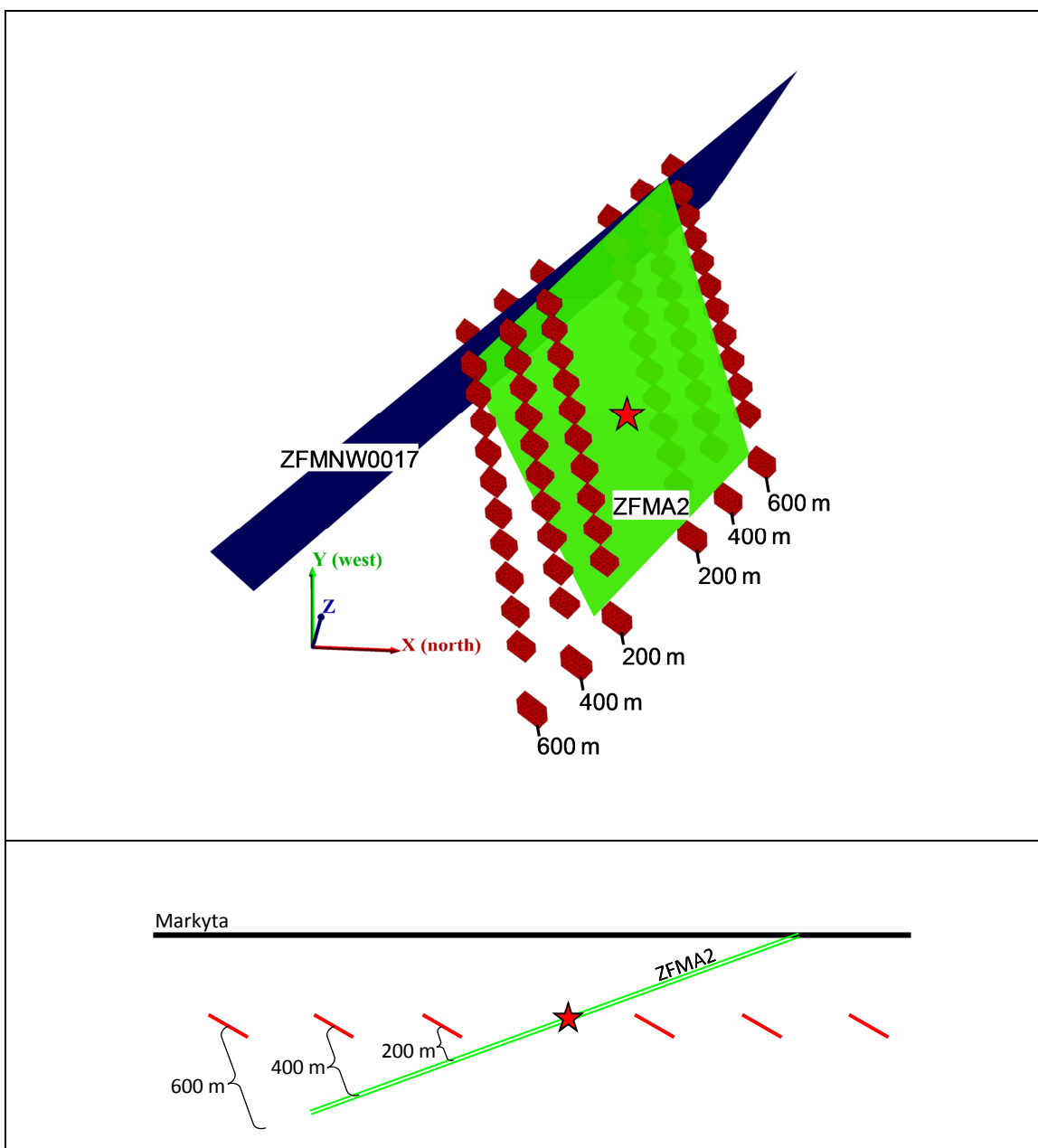
**Figur 4.** Zongeometri för Forsmark. a) Geometrier enligt platsmodellen. b) Representationen av zongeometrier i 3DEC. Hypocentrum i ZFMA2 indikeras med en asterisk.



**Figur 5.** Vänster: Stabilitet hos de sju deformationszonerna givet dagens spänningstillstånd uppskattad med CFS-kriteriet. På djup ner till ca 2 km är den flacka zonen ZFMA2, för båda spänningstillstånden, den minst stabila (dock när ZFMA2 inte djup större än ca 1 km). Höger: stabilitetstillskott under den postglaciala fasen. Den flacka zonen ZFMA2 får en minskad stabilitet under den postglaciala fasen på alla djup medan övriga zoners stabilitet ökar.

### 3.3 Sprickgeometrier

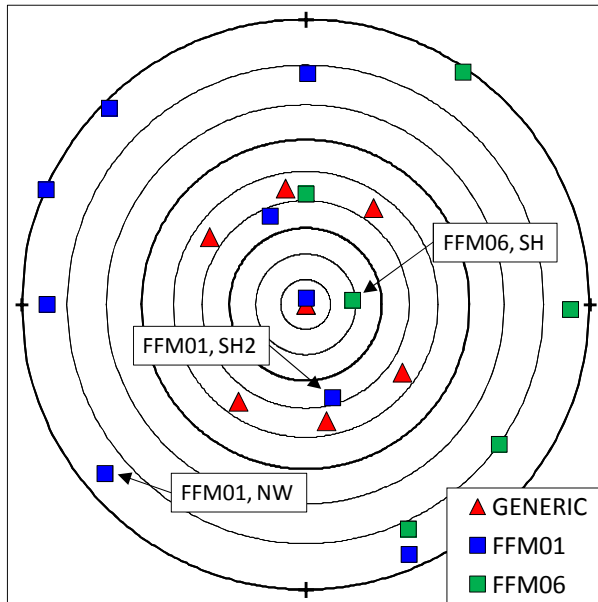
Cirkulära målsprickor med 150 m radie placeras på tre vinkelräta avstånd från ZFMA2 på både hängväggssidan och liggväggssidan (Figur 6). Eftersom den inducerade rörelsen med god noggrannhet är proportionell mot sprickans radie kan resultaten omsättas till att gälla sprickor med olika radier. På varje avstånd finns 24 sprickpositioner. Ett antal olika målspricksorienteringar beaktas (Figur 7) och i varje simulering är sprickorna identiskt orienterade på alla positioner. För det post-glaciala fallet har inducerade sprickrörelser beräknats för alla de 22 orienteringar som visas i Figur 7. Det finns alltså minst en 3DEC-modell för varje sprickorientering. De sju orienteringarna med beteckning "Generic" är schematiskt bestämda orienteringar för hypotetiska sprickset medan de övriga är enligt DFN-data för sprickdomänen FFM01 och FFM06 i Forsmark.



**Figur 6.** Målsprickornas placering på tre vinkelräta avstånd från ZFMA2. Övre: 3DEC-vy med perspektiv enligt den infogade koordinataxelbeskrivningen, jämför Figur 4. Nedre: Schematisk vertikalsektion vinkelrätt strykningen hos ZFMA2.

De tre speciellt markerade sprickorienteringarna i Figur 7 är de som valts att ingå i motsvarande analyser av termiskt inducerade skalv. De valda sprickseten är alla plats specifika.

FFM01, SH2 är det plats specifika set som ger största rörelsen på hängväggsidan i den postglaciala analysen; FFM06, SH det som ger störst rörelse på liggväggsidan och FFM01, NW det av de brantstående seten som ger störst rörelse.



**Figur 7.** Poldiagram som visar de sprickset som inkluderas i de plats specifika modelleringarna av postglacialt skalv. De tre set (FFM01, SH2; FFM01, NW; FFM06, SH) som ingår i modelleringen av termiskt inducerade skalv är speciellt indikerade.

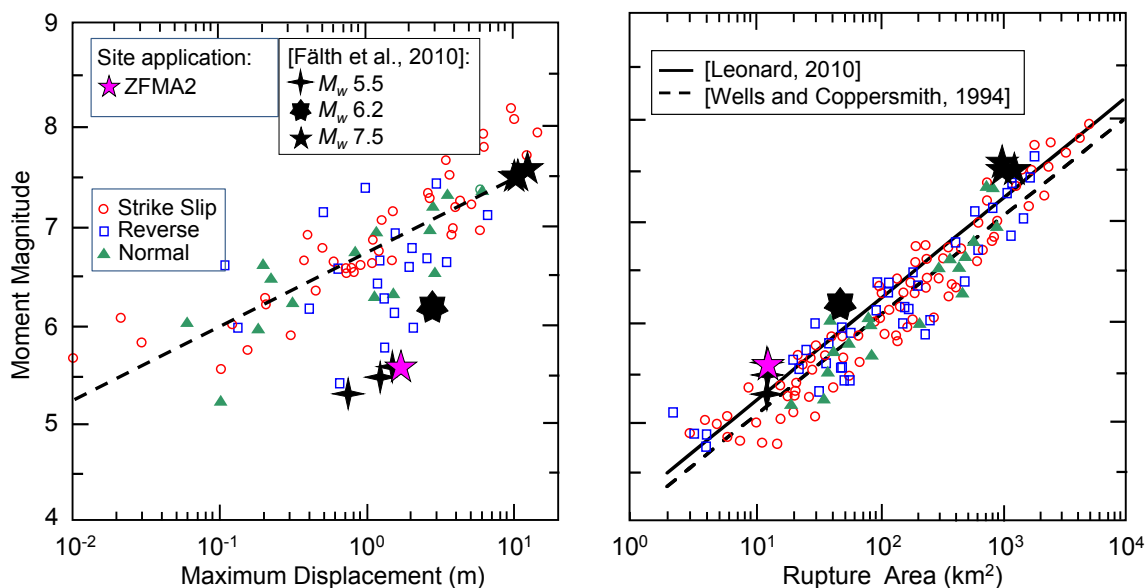
### 3.4 Resultat

I de pågående analyserna av postglaciala skalv i Forsmark ingår både fall där den aktuella jordskalvszonen (t.ex. ZFMA2) är opåverkad av övriga Forsmarkszoner och fall där deformationszoner som potentiellt skulle kunna påverka både skalvet och effekterna av skalvet modelleras explicit. Till exempel finns det för ZFMA2 modellversioner där också zonen ZFMNW017 ingår (se Figur 6). Påverkan av denna samverkan mellan deformationszoner på utfallet i form av sekundära inducerade sprickrörelser visar sig vara liten. I denna PM redovisas endast resultat från modeller där ZFMA2 är opåverkad av den angränsande zonen. Figur 8 visar förhållandet mellan maximal förkastningsrörelse och momentmagnitud (vänster) och mellan förkastningsarea och momentmagnitud (höger) tillsammans med motsvarande resultat för de skalv som modellerats av Fälth et al. (2010). Jämförelsen med data från databas upprättad av Wells och Coppersmith (1994) och regressionssamband givna av Wells och Coppersmith (1994) och av Leonard (2010) visar att det syntetiska skalvet på ZFMA2 (liksom de skalv som modellerats av Fälth et al. (2010) har den största rörelse och är av den största magnitud som deformationszonens area rimligen kan tillåta.

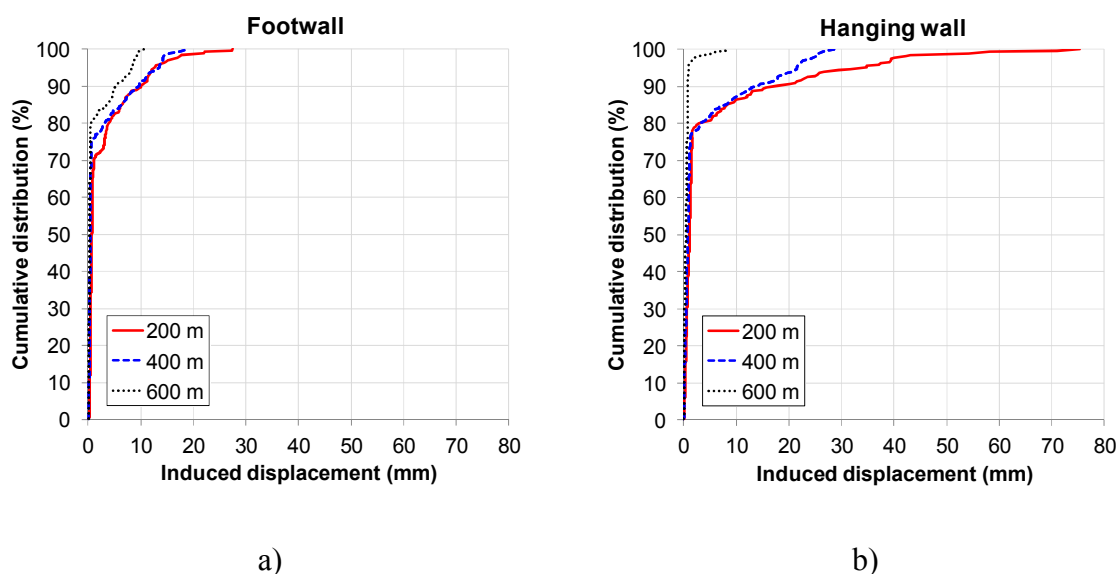
I Figur 9 visas den kumulativa fördelningen av sprickrörelser inducerade av ett postglacialt skalv på ZFMA2. Rörelser på liggväggs- och hängväggsidorna redovisas separat. Samtliga 22 sprickorienteringar (Figur 7) är inkluderade (totalt alltså 528 resultat för vart och ett av de tre avstånden) och lika viktade, det vill säga ingen hänsyn är tagen till den faktiska förekomsten av de olika sprickorienteringarna i Forsmark.

I dessa beräkningar, liksom i beräkningarna i Fälth et al. (2010), är sprickorna i princip mekaniskt isolerade. För sprickor i konnekterade nätverket kommer rörelserna att bli något mindre eftersom rörelser hos angränsande och skärande sprickor kommer att absorbera en del av töjningsenergin (Fälth et al. 2010). Detta kommer att klarläggas ytterligare i rapporteringen av det pågående modelleringsarbetet.

Man kan notera att det inte finns någon rörelse större än 30 mm på liggväggsidan, alltså på den sida av ZFMA2 där deponeringsområdena är belägna, medan rörelsen överskrider 50 mm för tre sprickor på hängväggsidan (dvs. utanför deponeringsområdena). De stora rörelserna på hängväggsidan sker utan undantag vid randen av deformationszonen och bedöms därför vara en effekt av spänningskoncentrationer i deformationszonens avslutning mot det omgivande elastiska kontinuumet. I det modelleringsarbete som nu pågår kommer relevansen av dessa resultat och beskrivningen av förhållandena kring kanten av deformationszonen att särskilt prövas. I föreliggande PM redovisas dessa resultat utan någon diskussion, och jämförs i följande avsnitt med motsvarande resultat från analyser av modeller med samma beskrivning av deformationszonen och skalvmekanismen, men med spänningar som gäller under den termiska fasen.



**Figur 8.** Samband mellan maximal rörelse och momentmagnitud (vänster) och mellan förkastningsarea och momentmagnitud (höger). Figurerna visar att det platsspecifikt modellerade skalvet på ZFMA2 förhåller sig till de dokumenterade skalven och till regressions sambanden på samma sätt som de schematiskt modellerade skalven i Fälth et al (2010).



**Figur 9.** Inducerade sprickrörelser på tre avstånd från ZFMA2 för det post-glaciala fallet. Diagrammet visar resultat för alla de 22 sprickset som visas i Figur 7. Diagrammet i a) visar resultat från liggväggssidan och i b) visas resultat från hängväggssidan. Resultaten indikerar att effekterna på målsprickorna är störst på hängväggssidan. Resultaten från de olika sprickseten är lika viktade. Ingen hänsyn är alltså tagen till den faktiska förekomsten av de olika sprickorienteringarna.

## 4 Termiskt inducerade skalv i Forsmark

Modellering av termiskt inducerade skalv görs här med samma metodik som tillämpas för modelleringen av postglaciala skalv. I modeller som simulerar termiskt inducerade jordskalv ansätts ett spänningstillstånd som är summan av dagens spänningar och de termiska spänningarna 100 och 1000 år efter deponering.

### 4.1 Preliminär bedömning

Figur 10 ger en approximativ uppfattning om hur termospänningstillskottet påverkar deformationszonen ZFMA2 (Hökmark et al. 2010, Appendix A2).

Skjuvspänningstillskottet är som mest ca 3 MPa och dessutom inte enhetligt riktat.

Detta kan jämföras med motsvarande under den postglaciala fasen (Figur 11) då spänningstillskottet systematiskt, alltså på alla djup, förstärker den skjuvspänning som verkar på zonen idag. Man kan därför förvänta att termiskt inducerade skalv ska vara av mindre magnitud än motsvarande postglaciala skalv. Eftersom ansatsen för modellering av skalv bygger på att (i princip) hela zonens hållfasthet förloras, det vill säga så att också stora mängder tektoniskt ackumulerad töjningsenergi frigörs, behöver skillnaden i skalvmagnitud dock inte vara stor. Det kan därför vara motiverat att beakta också termiskt inducerade (eller på annat sätt triggade) skalv.

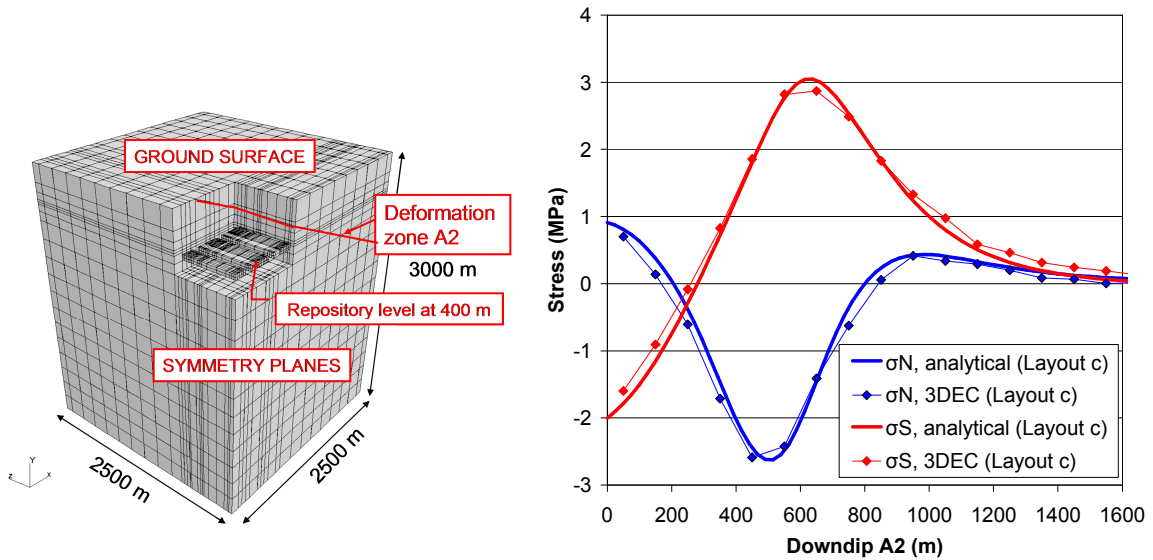
Det är inte bara skalvets magnitud som avgör effekterna på förvaret, det vill säga vilka sekundära skjuvrörelser som kan komma att induceras på kapselskärande sprickor, utan också sprickornas stabilitet. Figur 12 visar stabiliteten på förvarsdjup hos sprickor med stupning i största huvudspänningens riktning för tre fall:

- a) Sprickor i deponeringsområden under den termiska fasen,
- b) sprickor mellan deponeringsområdena under den termiska fasen och
- c) godtyckligt belägna sprickor under olika skeden av en glaciationscykel.

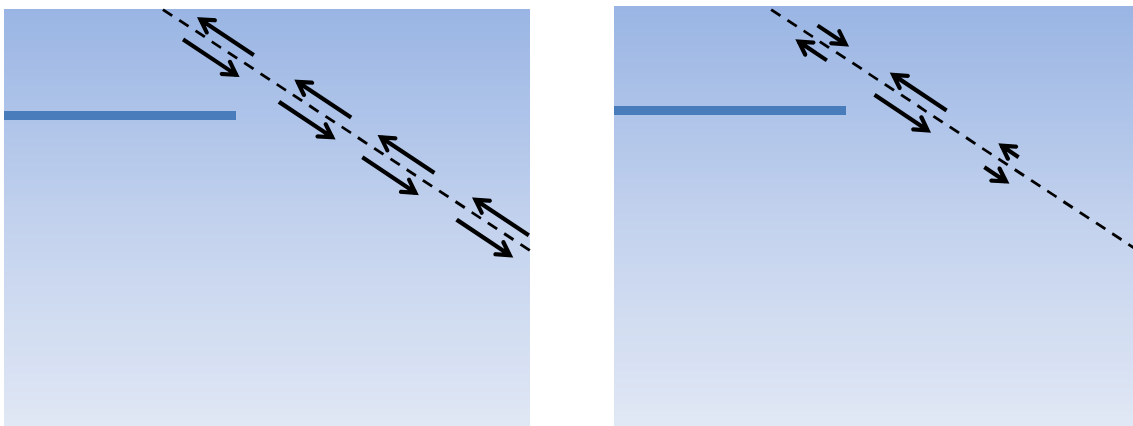
Under den postglaciala fasen (58 kyr) är stabilitetsmarginalerna klart mindre än för sprickor i deponeringsområdena under den termiska fasen, speciellt om man, som i analysen av postglaciala skalv i Forsmark, antar att portrycket på förvarsdjup är förhöjt med 1 MPa (streckad Mohr-cirkel). Observera att 58 kyr inte avser tiden räknat från idag, utan från den tidpunkt då spänningarna i Forsmark först börjar påverkas av ett framryckande framtida istäcke.

För sprickor inne i deponeringsområdena kan man alltså preliminärt vänta sig att de inducerade rörelserna blir mindre för termiskt inducerade skalv än för postglaciala skalv: Dels blir rörelsen i jordskalvszonen mindre, dels är stabiliteten hos målsprickorna större. Hur mycket mindre skjuvrörelserna blir kan man dock inte avgöra utifrån dessa allmänna observationer.

I följande sektion redovisas resultat från specifikt utformade analyser av termiskt inducerade skalv.

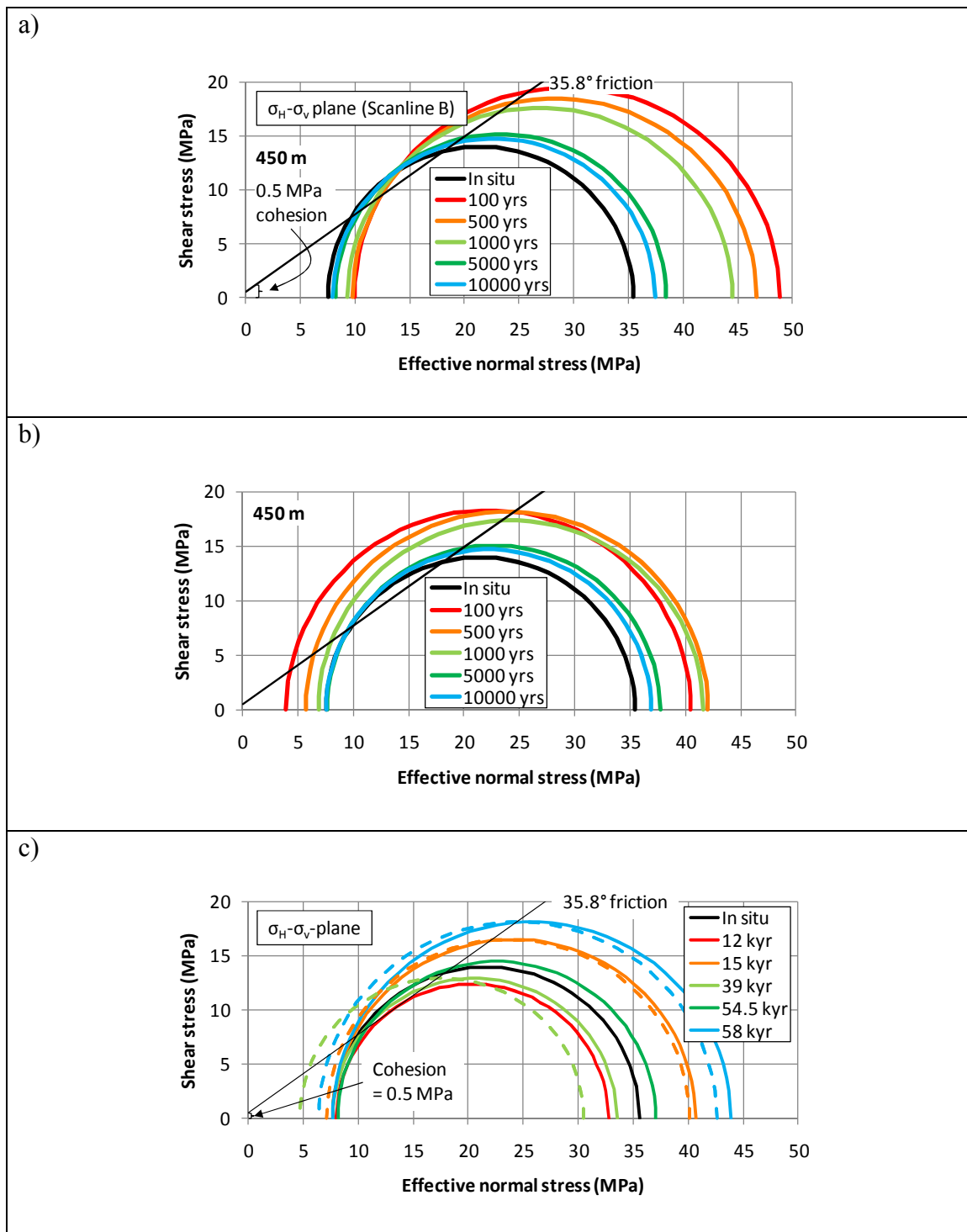


**Figur 10.** Vänster: Schematisk termomekanisk 3DEC modell av förvaret med den ungefärliga riktningen och positionen hos ZFMA2 indikerad. Höger: Termiskt genererade skjuvspännings- och normalspänningstillskott i plan med riktning och position som ZFMA2. Positivt normalspänningstillskott: ökad kompression. Resultat dels från 3DEC-beräkningen, dels från analytisk lösning (från Hökmark et al. 2010).



**Figur 11.** Principiell skillnad mellan postglacial skjuvlast (vänster) och termisk genererad skjuvlast (höger) på sprickzon med orientering och position som ZFMA2.

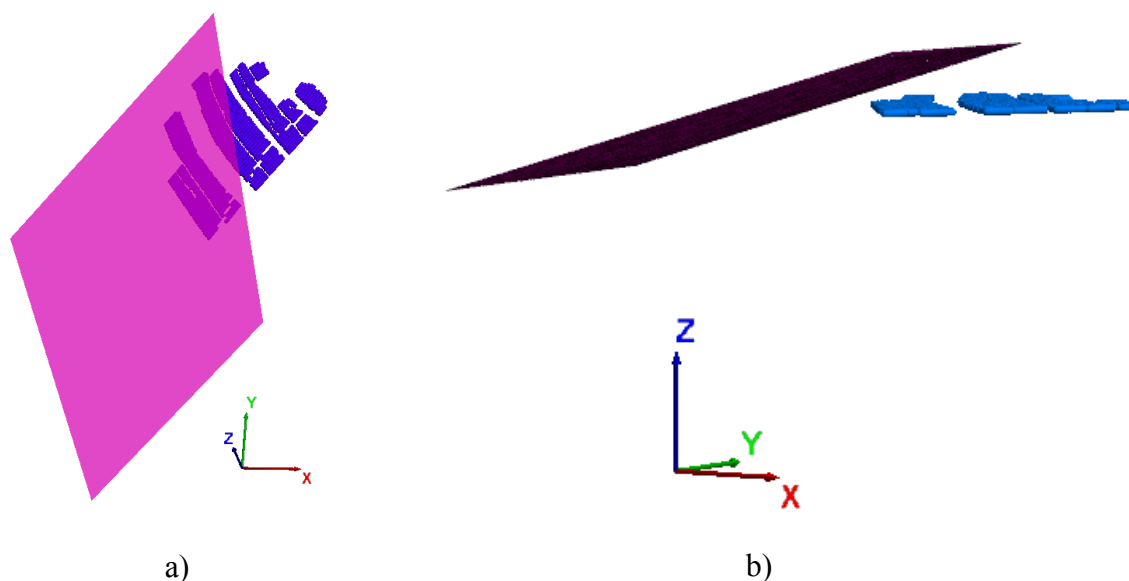




**Figur 12.** Mohr-cirkel representation av sprickstabiliteten på förvarsdjup under olika skeden och på olika positioner. a) inne i deponeringsområde under den termiska fasen, b) mellan och kring deponeringsområden under den termiska fasen och c) under en glacialcykel. Den postglaciala fasen svarar mot 58 kyr i c). Den streckade versionen av Mohr-cirkeln svarar mot det antagande om 1 MPa förhöjt portryck på förvarsdjup som görs i analyserna av postglaciala skalv i Forsmark. Från Hökmark et al. (2010).

## 4.2 3DEC-analyser

Temperaturerna beräknas med det analytiska verktyg som finns inbyggt i 3DEC. Kapslarna modelleras som punktkällor placerade på 500 m djup, alltså på samma djup som målsprickornas centrum. Inverkan av avvikelser från det projekterade förvarsdjupet (ca 460 m) är liten i förhållande till andra osäkerheter som finns i beräkningarna (exempelvis osäkerheter när det gäller spänningsmodellen, zongeometrier, materialegenskaper och representationen av jordskalvet). I övrigt antas samma placering av värmekällorna, alltså i enlighet med layout D2 (Figur 13, se också SKB (2009)), samma effektavklingning hos bränslet och samma termomekaniska egenskaper hos berget som i den termomekaniska analys av Forsmarkförvaret som gjordes för SR-Site (Hökmark et al. 2010).



**Figur 13.** Placering av värmekällor (blå) enligt layout D2 på liggväggssidan om ZFMA2 (rosa). a) Vy från ovan, och b) vy från nordöst.

### 4.2.1 100 års termisk last

Ett termiskt inducerat jordskalv antas inträffa på zonen ZFMA2 100 år efter deponering. Vid denna tidpunkt har den termiskt inducerade stabilitetsförlusten för sprickor inne i deponeringsområdena beräknats vara som störst, se Figur 12. Modellgeometrin, det vill säga orientering och lokalisering av målsprickor relativt jordskalvszonen ZFMA2, är den som visas i Figur 6 och Figur 7. Också hypocentrum är placerat som i Figur 6. Ansatsen med brottinitiering i hypocentrum och radiell brottpropagering utefter deformationszonens hela area är identisk med motsvarande för de postglaciala analyserna.

Figur 14 visar skjuvrörelser i sex historiepunkter på ZFMA2. Tre av punkterna är placerade nära markytan och de andra tre på 400 – 500 m djup. Resultatet jämförs med motsvarande för det postglaciala fallet och dessutom med motsvarande för ett fall utan något spänningstillskott, det vill säga för ett skalv som sker vid dagens spänningssituation. Som väntat, se den preliminära bedömningen (avsnitt 4.1), blir rörelsen i alla punkter störst för det postglaciala skalvet. Det termiskt inducerade skalvet ger i själva verket inte större rörelser än vad ett skalv som skulle äga rum idag, alltså utan något spänningstillskott, skulle ge. Detta är också i överensstämmelse med

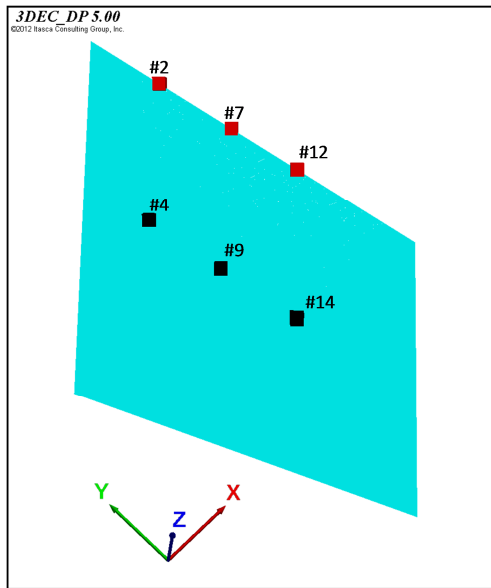
observationerna i den preliminära bedömningen (avsnitt 4.1): Det termiskt genererade skjuvspänningstillskottet i ZFMA2:s plan är litet och inte enhetligt orienterat och blir därför försumbart jämfört med de skjuvspänningar som verkar idag. Figur 15 visar att termospanningstillskottet ger som mest ca 1 cm extra skjuvrörelse på ZFMA2.

Figur 16 visar hur det termiskt inducerade skalvet (och motsvarande postglaciala skalv) förhåller sig till korrelationer mellan maximal rörelse, förkastningsarea och momentmagnitud.

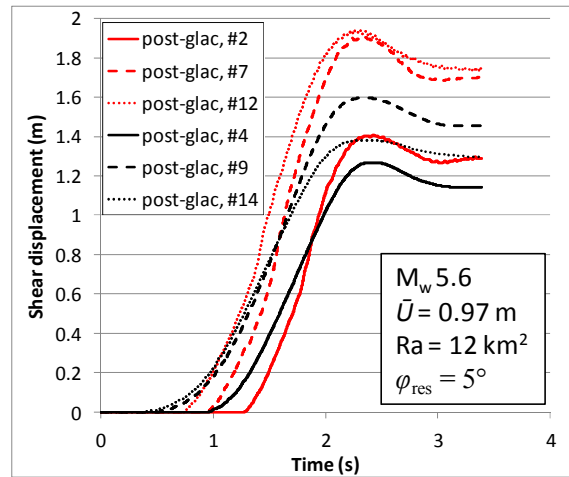
Figur 17 visar de resultat som har egentlig betydelse för säkerhetsanalysen och för bedömningen av effekterna av termiskt inducerade skalv, det vill säga de sekundära skjuvrörelserna i förvarsberget. Effekterna av det termiskt inducerade skalvet jämförs med motsvarande effekter av postglaciala skalv (se avsnitt 3.4, Figur 9). I jämförelsen inkluderas bara de tre sprickset som ingår i den termiska skalvmodelleringen (se Figur 7). Alla deponeringsområden och alla kapselpositioner finns på liggväggssidan (Figur 13). Rörelserna på hängväggssidan redovisas för fullständighetens skull.

Det termiskt inducerade skalvet ger maximala sekundära rörelser som på hängväggssidan är ungefär 60 % av motsvarande postglaciala rörelser. På liggväggssidan är den maximala termiskt inducerade rörelsen ca 80 % av motsvarande postglaciala rörelse på liggväggssidan.

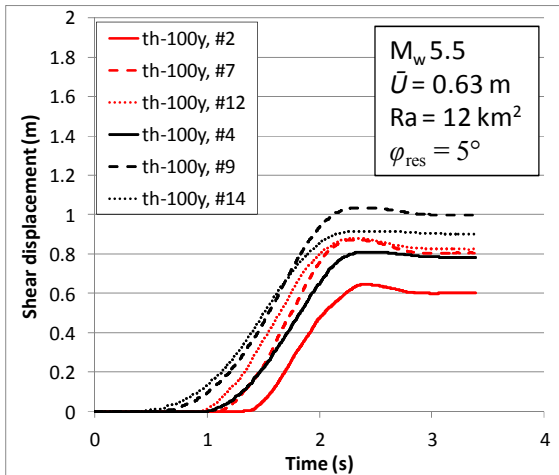
I den kumulativa rörelsefördelningen för liggväggssidan (Figur 17, vänster) görs ingen distinktion mellan sprickor som, beroende av position i förhållande till deponeringsområdena, har olika stabilitetsmarginal. För att säkert kunna uttala sig om inverkan av den skillnad i stabilitet som finns mellan sprickor inne i deponeringsområdena och sprickor som ligger mellan och kring deponeringsområdena (Figur 12) hade det varit nödvändigt att göra mer omfattande analyser och inkludera fler sprickset. Det är dock troligt att man då, efter att ha filterat bort rörelser på sprickor som inte kan skära genom kapselpositioner, hade kommit fram till en ännu större skillnad mellan rörelser som induceras av postglaciala skalv och rörelser som induceras av termiskt triggade skalv.



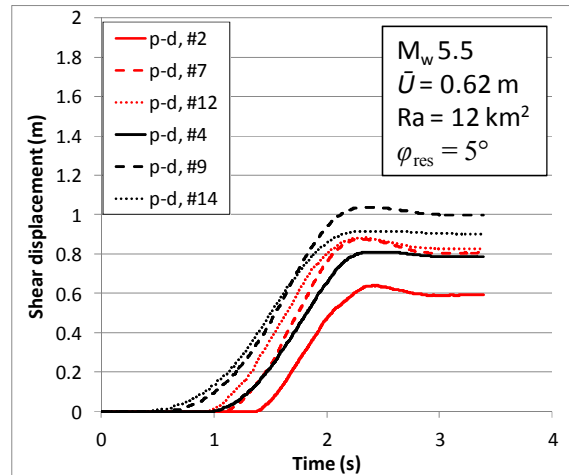
a)



b)

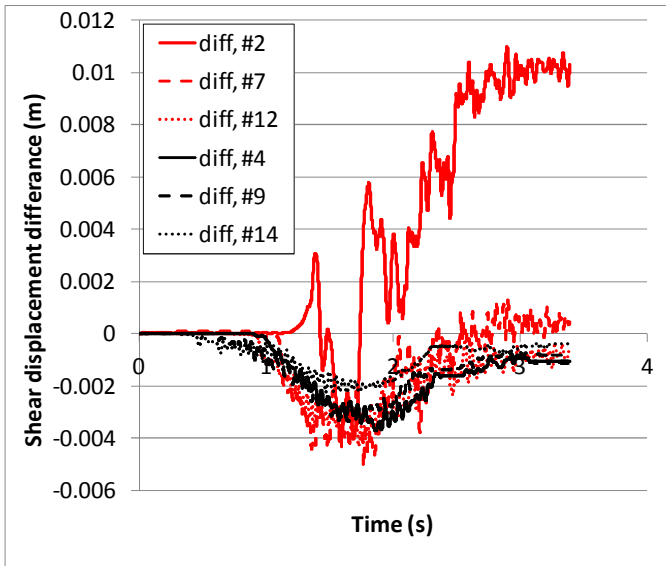


c)

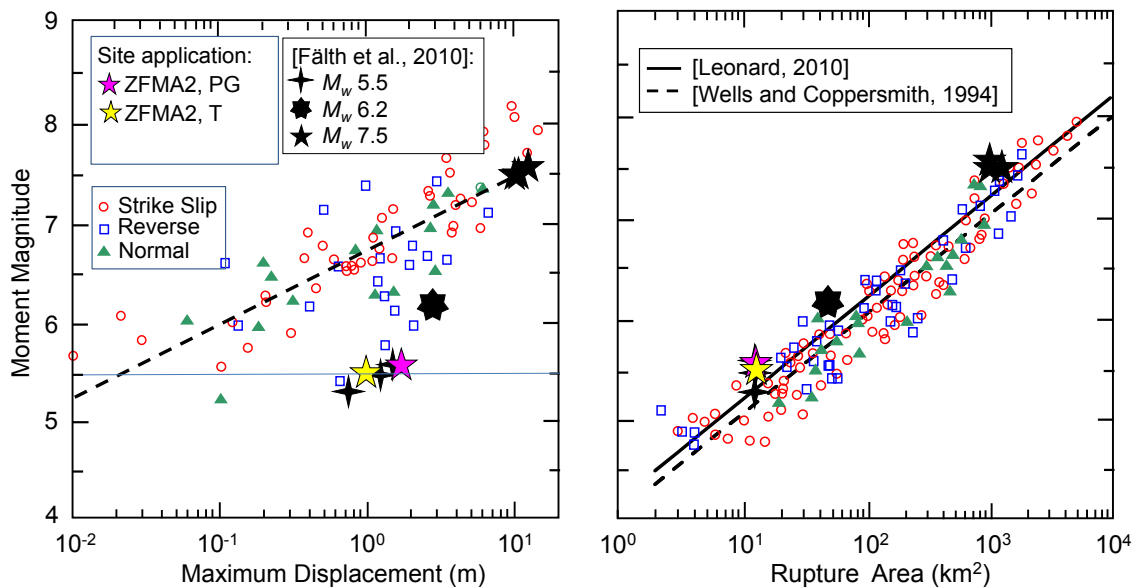


d)

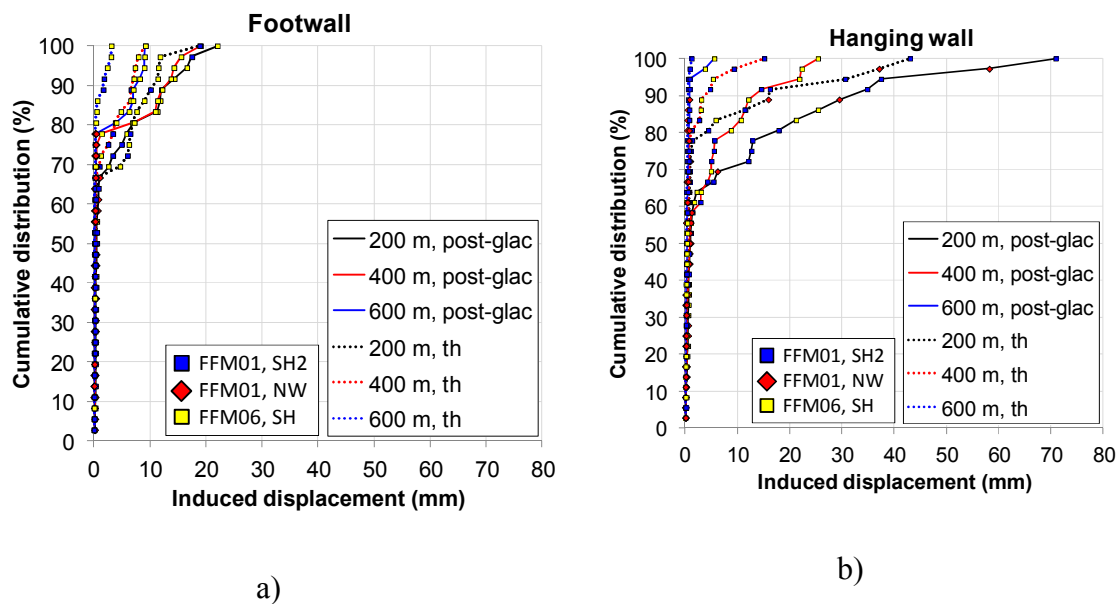
**Figur 14.** Skjuvrörelser i ZFMA2 för olika fall. Bilderna visar följande: a) historiepunkternas placering längs ZFMA2, b) post-glacialt fall, c) vid 100 års termisk last, samt d) endast dagens spänningar.



**Figur 15.** Differens i skjuvrörelse mellan fallen "100 års termisk last" och "endast dagens spänningar".



**Figur 16.** Samband mellan maximal rörelse och momentmagnitud (vänster) och mellan förkastningsarea och momentmagnitud (höger). Figurerna visar att det platsspecifikt modellerade termiskt inducerade skalvet på ZFMA2 (gul stjärna) liksom det platsspecifikt modellerade postglaciala skalvet förhåller sig till de dokumenterade skalven och till regressions sambanden på samma sätt som de schematiskt modellerade skalven i Fälvh et al (2010).



**Figur 17.** Inducerade sprickrörelser på tre avstånd från ZFMA2 för två fall: post-glaciala förhållanden (post-glac) samt dagens spänningar + termisk last (th). Diagrammet visar resultat för de tre sprickset som undersöks här på a) liggväggsidan och b) hängväggsidan. På liggväggsidan är den termiskt inducerade rörelsen ca 80 % av motsvarande postglaciala rörelse. På hängväggsidan är den termiskt inducerade rörelsen 60 % av motsvarande postglaciala rörelse. Varje symbol representerar resultatet för en målspricka.

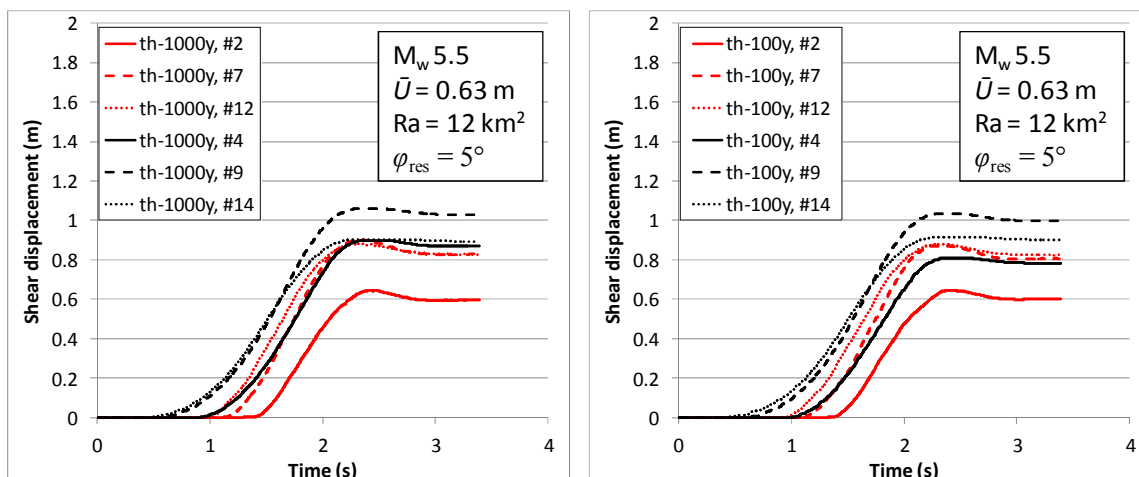
#### 4.2.2 1000 års termisk last

Resultaten i föregående avsnitt visar att ett termiskt inducerat skalv som sker ca 100 år efter deponering ger mindre, eller mycket mindre, effekter i form av inducerade sprickrörelser än ett postglacialt skalv på samma deformationszon vid identiska antaganden om initiering och propagering av brottet (Figur 17). Anledningen är framförallt den ringa och osystematiska störningen av deformationszonens stabilitet under den termiska fasen (Figur 10, Figur 11). Tiden 100 år valdes för att sprickorna i deponeringsområdena då, relativt sett, har något mindre stabilitetsmarginaler än längre fram under den termiska fasen (Figur 12a). Å andra sidan förändras också den termiskt genererade stabilitetsstörningen av deformationszonen (ZFMA2) efterhand som värmespridningen (och temperaturutjämningen) fortgår. I detta avsnitt redovisas beräkningar av effekterna av ett termiskt inducerat skalv 1000 år efter deponering. Modelleringen görs bara för de två sprickset som på liggväggsidan, alltså där deponeringsområdena finns, ger den största inducerade rörelsen både i det postglaciala fallet och i 100-årsfallet (FFM01, SH2 och FFM06, SH, Figur 17).

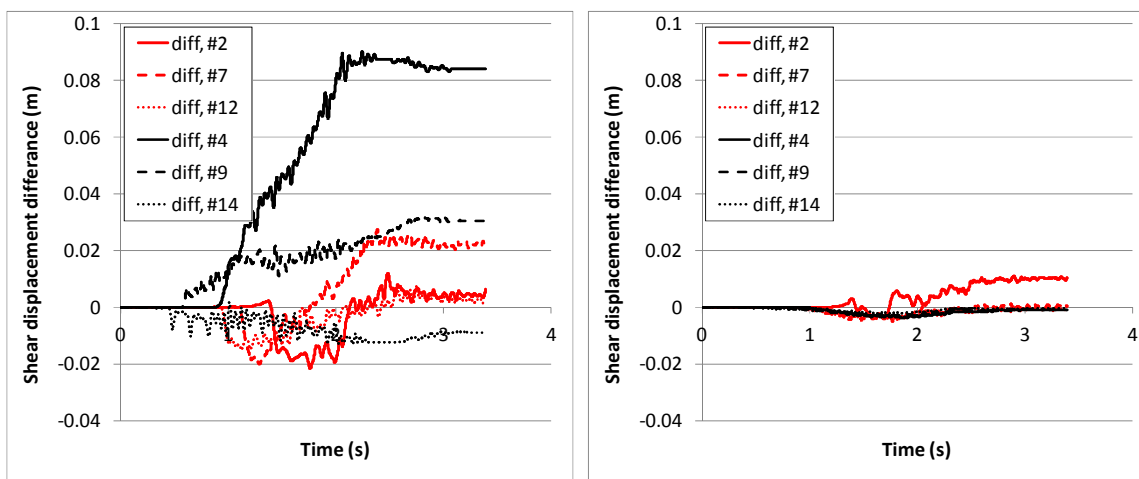
Figur 18, vänster, visar skjuvrörelser på ZFMA2 för skalv som sker 1000 år efter deponering. Motsvarande resultat för skalv 100 år efter deponering visas till höger som jämförelse. Den beräknade medelrörelsen blir, med en centimeters marginal, och momentmagnituden med en decimals noggrannhet, densamma. Det betyder att den

frigjorda energin för 1000-årsfallet, liksom för 100-årsfallet, nästan uteslutande utgörs av tidigare ackumulerad töjningsenergi. Figur 19 visar att det ändå finns vissa skillnader: enskilda delar av förkastningsplanet rör sig, relativt sett, mer medan andra rör sig relativt sett mindre.

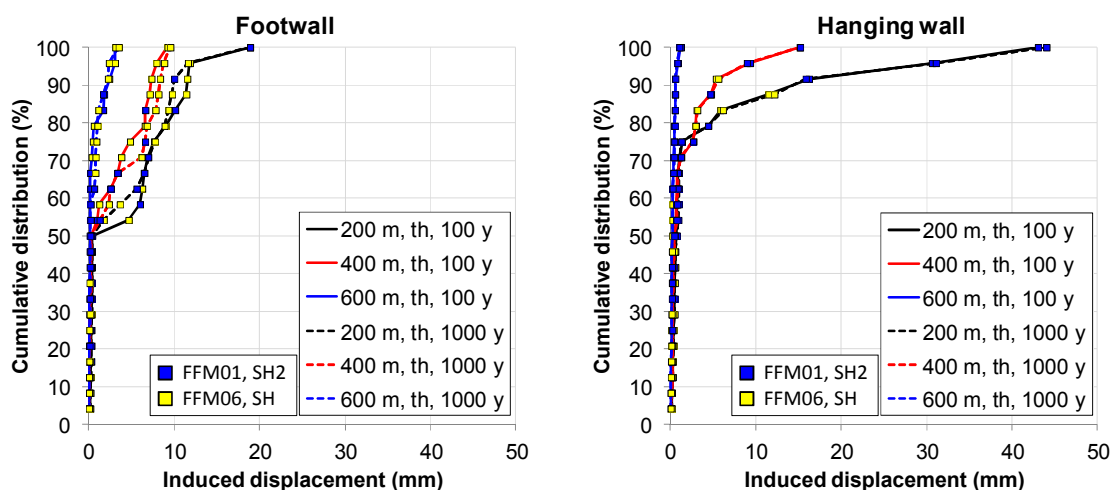
Figur 20 visar de resulterande skjuvrörelserna i sprickor på olika avstånd från förkastningsplanet. Som tidigare visas rörelserna på liggväggssidan (där deponeringsområden är belägna) och på hängväggssidan i separata diagram. Som jämförelse visas motsvarande rörelser för 100-årsfallet. Som väntat är skillnaderna försumbara.



**Figur 18.** Rörelser på olika positioner på primärzonen (ZFMA2) för 1000-årsfallet (vänster) och 100-årsfallet (höger). Se Figur 14 och tillhörande text för jämförelse och för detaljer om positionerna.



**Figur 19.** Vänster: Skillnader i primärrörelse mellan det termiska 1000-årsfallet och fallet med skalv vid dagens spänningstillstånd. Höger: motsvarande för det termiska 100-årsfallet (samma som Figur 15, men annan skala på y-axeln).



**Figur 20.** Sekundära rörelser för de två termiska fallen (100 och 1000 år efter deponering) i de två sprickset, (FFM01, SF2 och FFM06, SH) som för såväl det postglaciala fallet som för det termiska 100-årsfallet (se Figur 17, a) ger de största rörelserna på liggväggssidan (där deponeringsområdena är belägna). Vänster: liggväggssidan. Höger: hängväggssidan.



## 5 Sammanfattning och slutsatser

Huvudsyftet med redovisningen i denna PM är att visa att effekterna av termiskt inducerade skalv är tillräckligt mycket mindre än motsvarande för det fall som är styrande för hanteringen av den seismiska risken för slutförvaret i Forsmark, nämligen möjligheten av postglaciala förkastningsrörelser i samband med att isen drar sig tillbaka efter en framtida glaciation, för att man ska kunna anse att också risken för termiskt inducerade skalv är säkert hanterad. Eftersom de radiologiska konsekvenserna av en kapselskada är allvarligare vid ett tidigt skalv måste man visa att kapselskaderisken är väsentligt mindre. Som följer av diskussionen nedan visar beräkningsresultaten som presenterats här att risken för en kapselskada vid tidiga skalv i praktiken är noll, givet den layout som gäller i Forsmark, oavsett sannolikheten för att ett sådana skalv ska inträffa.

Hanteringen av det postglaciala jordskalvscenariot i SR-Site bygger på en schematisk beräkningsansats där riktning och storlek hos de drivande spänningarna kalibrerats för att ge största möjliga rörelse i förkastningsplanet. Kalibreringen görs alltså utan att beakta den verkliga spänningssituationen eller den verkliga geometrin hos deformationszonerna i Forsmark. En så schematisk beräkningsansats fungerar inte för analys av termiskt inducerade skalv eftersom slutförvarets exakta position är direkt avgörande för den termomekaniska belastningen av potentiella skalvzoner. För att kunna göra en relevant värdering av termiskt inducerade seismiska effekter jämförs därför i denna PM beräkningsresultat från specifikt utformade, platsspecifika termiskt belastade modeller med motsvarande platsspecifika postglacialt belastade modeller, och inte med de beräkningsresultat (Fälth et al. 2010) som utgör underlag för hanteringen i SR-Site. Kapselskaderisken vid tidiga, termiskt inducerade skalv kan naturligtvis beräknas utan koppling till det postglaciala jordskalvsscenariot, men eftersom layoutreglerna, i alla fall delvis, är styrda av den beräknade risken för kapselskador i samband med postglaciala skalv är det relevant att i denna PM också redovisa resultat som tas fram under nu pågående arbete med platsspecifika modelleringar av postglaciala skalv i Forsmark.

Den enda deformationszon i Forsmark som, med nuvarande uppfattning om spänningfältet i Forsmark och med nuvarande uppfattning om det glaciala spänningstillskottet, är en realistisk potentiell postglacial förkastningszon är den flacka ZFMA2. Dels har denna zon den lägsta stabiliteten, dels är det den enda zon som förlorar i stabilitet under den postglaciala fasen. Övriga zoner, alla brantstående, ökar i stabilitet. Även om den termiska belastningen är mindre och inte lika enhetlig över stora volymer som den postglaciala lasten så är stabilitetseffekterna likartade: brantstående zoner ökar i kompression och stabiliseras. Därför görs jämförelsen mellan effekterna av termiskt inducerade och postglaciala skalv med den potentiellt instabila deformationszonen ZFMA2 som exempel.

Slutsatserna är följande:

1. Medelrörelsen i det termiskt inducerade skalvet på ZFMA2 blir ca 60 % av medelrörelsen i motsvarande postglaciala skalv.

2. Den termiska störningen av stabiliteten hos ZFMA2 är i praktiken försumbar. Det som visas här gäller tiden 100-1000 år, men slutsatsen kan, eftersom temperaturerna efterhand sjunker, antas gälla allmänt. På grund av den försumbara stabilitetspåverkan frigörs vid ett termiskt inducerat skalv i princip bara sedan tidigare ackumulerad töjningsenergi. Den försumbara stabilitetsstörningen innebär också att risken för ett skalv på ZFMA2 under den termiska fasen inte kan vara mer än försumbart förhöjd jämfört med den risk som finns idag.
3. På grund av den konservativa modelleringsansatsen med nästan total förlust av zonens hållfasthet blir momentmagnituden ändå betydande: Mw ca 5,5 jämfört med Mw 5,6 för det postglaciala skalvet. Resultaten som visas i Figur 16 visar att dessa platsspecifikt modellerade skalv inte bara är baserade på en starkt konservativ modelleringsansats utan också faktiskt är av den största magnitud som deformationszonens area rimligen kan tillåta.
4. Skillnaden mellan beräknade sekundära skjuvrörelserna vid skalv som sker efter 100 år och 1000 år är som mest någon millimeter. Det finns dessutom ingen systematisk skillnad: för några sprickor är rörelsen större vid skalv som sker efter 100 år, medan motsatsen gäller för övriga.
5. De maximala sekundära skjuvrörelserna på liggväggssidan, där deponeringsområdena finns, blir för det termiskt inducerade skalvet ca 80 % av motsvarande för det postglaciala fallet. Den beräknade absoluta maximala rörelsen för det termiska fallet är ca 19 mm (Figur 17, vänster) för en spricka med 150 m radie på 200 m avstånd från ZFMA2. Detta svarar mot ca 40 % av den skjuvrörelse (50 mm) som kan ge en kapselskada (SKB 2010b). Eftersom den inducerade sprickrörelsen är proportionell mot radien innebär detta att den kritiska radien på avstånd större än 200 m från ZFMA2 är 325 m. På avstånd mellan 100 och 200 m blir den kritiska radien, med den konservativa extrapoleringsansats som beskrivs i Fälth et al. (2010), hälften av detta, alltså 162,5 m. Med en mer realistisk beskrivning av hållfasthetsförlusten på ZFMA2 skulle de kritiska radierna bli ännu större. Detta innebär att alla kapselpositioner som potentiellt skulle kunna vara kritiska när det gäller termiskt inducerad seismicitet kommer att vara identifierade och bortvalda på grund av de gällande layoutreglerna i samband med byggandet.

Slutsatserna innebär sammantaget att risken för en kapselskada på grund av skjuvning av kapselskärande spricka under den termiska fasen i praktiken är noll. Dels finns det ingen förhöjd risk för stora skalv, dels skulle det största skalv som, givet spänningarna och geometrin i Forsmark, är teoretiskt möjligt under den termiska fasen svara mot kritiska radier som är mer än dubbelt så stora som de som gäller i SR-Site. Till detta kommer att det inte finns någon realistisk möjlighet att ett skalv, triggat av de försumbara termiskt genererade stabilitetsstörningarna, skulle kunna ge så stora rörelser över hela förkastningsarean som modelleringsansatsen medför.

Utgångspunkten för beskrivningen av den möjliga risk som en termiskt inducerad seismicitet skulle kunna innebära är densamma som i jordskalvsrapporten (Fälth et al. 2010), nämligen att skjuvrörelser längs kapselskärande sprickor är den enda effekt av seismiska händelser som kan påverka förvarets säkerhet. Den argumentation för detta som anförs i jordskalvsrapporten gäller även för termiskt inducerade skalv. Termiskt inducerad spjälkning i deponeringshålens väggar, som i princip är en form av termiskt inducerad seismicitet, kan möjligen betraktas som ett undantag. Effekterna på

säkerheten av termiskt inducerad spjälkning är dock hanterade i SR-Site-rapporteringen och tas därför inte upp här.

Fokus i denna PM ligger, på samma sätt som i jordskalvsrapporten, på indirekta effekter av stora skalv som sker på karterade deformationszoner. De skjuvrörelser i förvarsbergets sprickor som sker i direkt respons på den termomekaniska lasten kan naturligtvis ske i form av en eller flera rörelsepulser, alltså seismiskt, snarare än tidskontinuerligt i takt med termospanningsutvecklingen (som t. ex. i Hökmark et al. 2010) enligt de idealiserade elastoplastiska deformationssamband som antas gälla här för perfekt plana sprickor. Effekterna av sådana lokala skalv, i form av skjuvning över deponeringshål, skulle emellertid inte bli mycket annorlunda än de effekter av motsvarande tidskontinuerliga rörelser som beräknas av Hökmark et al. (2010). För optimalt orienterade sprickor inne i deponeringsområdena blir den maximala direkta skjuvrörelsen med god marginal mindre än kapselskadekriteriet, se figur 6-28 i Hökmark et al. (2010).

Syftet med denna PM är att gränssätta och klarlägga effekterna av termiskt inducerade skalv i Formark och att visa att den layout och de regler för godkännade av kapselpositioner som gäller för slutförvaret med god marginal eliminerar risken för kapselskador under den termiska fasen. De resultat av det pågående, och därför ännu inte rapporterade, arbetet med modellering av postglaciala skalv som ingår har använts främst som jämförelse och för att visa på förändringar i modelleringsansatsen, men kan förtjäna att kort kommenteras:

Även för det postglaciala fallet blir rörelserna på liggväggssidan, alltså där deponeringsområdena och alla kapselpositioner finns, små. Den största rörelsen blir i storleksordningen 30 mm för sprickor med 150 m diameter på 200 m vinkelrätt avstånd från förkastningsplanet (Figur 9, vänster). Resultatet gäller för en hypotetisk, optimalt orienterad, spricka. Beaktar man bara de sprickorienteringar som ges i platsbeskrivningen blir den största rörelsen ca 20 mm (Figur 17, vänster) Detta är väsentligt mindre än de rörelser som ges av de schematiska sambanden i bakgrundsmaterialet till SR-Site (Figur 2). I den fullständiga rapporteringen av de pågående modelleringarna av postglaciala skalv i Forsmark kommer relevansen och innebörden av dessa beräkningsresultat att prövas och diskuteras. För seismiciteten under den postglaciala fasen är osäkerheterna större än under den termiska fasen. För de postglaciala skalven finns det, till exempel, stora osäkerheter när det gäller tidsutvecklingen under en framtida glaciation. Den maximala ishöjden, varaktigheten hos belastningen, isens reträtthastighet och jordskorpan och mantelns viskoelastiska egenskaper på olika djup är några faktorer som inverkar på storleken av de horisontella, glacialt inducerade, böjspanningarna. Eftersom skorpan antas vara i ett tillstånd av friktionsjämvikt så att spänningarna inte längre ökar på grund av den kontinuerligt pågående tektoniska kompressionen (se t. ex. Lund and Zoback 1999) har det dock ingen betydelse (annan än att de radiologiska konsekvenserna blir mindre vid sena skalv) när glaciationen infaller.

## 6 Referenser

- Fälth, B.H. Hökmark, 2012.** Approach to assessing the stability of Olkiluoto deformation zones under endglacial conditions. Posiva Working Report *in print*, Posiva Oy
- Fälth, B., H. Hökmark R. Munier, 2010.** Effects of large earthquakes on a KBS-3 repository. Evaluation of modelling results and their implications for layout and design. Updated 2011-10. SKB TR-08-11, Svensk Kärnbränslehantering AB
- Harris, R. A., 1998.** Introduction to special section; stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), pp 24-24,358. ISSN: 0148-0227, 0148-0227. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/98JB01576>.
- Hökmark, H., M. Lönnqvist B. Fälth, 2010.** THM-issues in repository rock. Thermal, mechanical, thermo-mechanical and hydro-mechanical evolution of the rock at the Forsmark and Laxemar sites. SKB TR-10-23, Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm, Sweden.
- Leonard, M., 2010.** Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), pp 1971-1988
- Lund, B., P. Schmidt C. Hieronymus, 2009.** Stress evolution and fault stability during the Weichselian glacial cycle. SKB TR-09-15, Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm, Sweden.
- Lund, B.M. D. Zoback, 1999.** Orientation and magnitude of in situ stress to 6.5 km depth in the Baltic Shield. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36(2), pp 169-190
- Munier, R., 2010.** Full perimeter intersection criteria. Definitions and implementations in SR-Site. SKB TR-10-21, Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm, Sweden.
- SKB, 2008.** Site description of Forsmark at completion of the site investigation phase. SDM-Site Forsmark. SKB TR-08-05, Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm, Sweden.
- SKB, 2009.** Underground design Forsmark. Layout D2. SKB R-08-116, Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm, Sweden.
- SKB, 2010a.** Fud-program 2010. Program för forskning, utveckling och demonstration av metoder för hantering och slutförvaring av kärnavfall. Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm, Sweden.
- SKB, 2010b.** Geosphere process report for the safety assessment SR-Site. SKB TR-10-48, Svensk Kärnbränslehantering AB. Stockholm, Sweden.
- Stephansson, O., T. Savilahti B. Bjarnason, 1989.** Rock mechanics of the deep borehole at Gravberg, Sweden. A. A. Balkema, Rotterdam. ISBN: 9061919746.
- Teng, T.-L., Y.-B. Tsai W. Lee, H.K., 2001.** Dedicated Issue Chi-Chi, Taiwan Earthquake of 20 September 1999. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5), pp 893-1395
- Wells, D. L.K. J. Coppersmith, 1994.** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), pp 974-1002

