

Redovisning av säkerhet efter förslutning av slutförvaret för använt kärnbränsle

Huvudrapport från projekt SR-Site

Del II

Svensk Kärnbränslehantering AB

Mars 2011

Svensk Kärnbränslehantering AB

Swedish Nuclear Fuel
and Waste Management Co

Box 250, SE-101 24 Stockholm
Phone +46 8 459 84 00



ISBN 978-91-980362-0-6

ID 1291338

Uppdaterad 2015-05

Redovisning av säkerhet efter förslutning av slutförvaret för använt kärnbränsle

Huvudrapport från projekt SR-Site

Del II

Svensk Kärnbränslehantering AB

Mars 2011

Uppdateringsmeddelande

Den ursprungliga rapporten, daterad mars 2011, visade sig innehålla sakfel som har korrigerats i denna uppdaterade version. De korrigerade sakfelen presenteras nedan.

Uppdaterad 2015-05

Plats	Ursprunglig text	Korrigerad text
Sidan 367, Figur 10-44	Fel data har använts i figur	Figur uppdaterad med korrekt data
Sidan 369, Figur 10-47	Fel data har använts i figur	Figur uppdaterad med korrekt data
Sidan 517, Figur 10-148	Fel data har använts i figur	Figur uppdaterad med korrekt data
Sidan 523, Figur 10-153	Fel data har använts i figur	Figur uppdaterad med korrekt data

Uppdaterad 2012-12

Plats	Ursprunglig text	Korrigerad text
Sidan 387, Tabell 10-4, rubrik	/Åkesson et al. 2010/.	/Åkesson et al. 2010a/.

Uppdaterad 2012-01

Plats	Ursprunglig text	Korrigerad text
Sidan 334, sista stycket, rad 2	...samt på principiella metoder för sambandet mellan spänning och transmissivitet, tillämpade...	...samt på de data för normalstyhets som anges i Datarapporten , tillämpade...
Sidan 338, Figur 10-21, figurtext	/Hökmark et al. 2010, figur 6-18/.	/Hökmark et al. 2010, figur 6-21/.
Sidan 345, Figur 10-23	Låg bildkvalitet	Figur 10-23 uppdaterad Förbättrad bildkvalitet
Sidan 391, näst sista stycket, sista raden	...i avsnitt 10.3.10.	...i avsnitt 10.3.11.
Sidan 407, sista stycket, rad 6	...fyra enskilda...	...fem enskilda...
Sidan 407, sista stycket, rad 11	...fyra positioner...	...fem positioner...
Sidan 407, Figur 10-73	300 ton på 25 % av 1 000 000 år 300 ton på 100 % av 1 000 000 år	Figur 10-73 uppdaterad 220 ton på 25 % av 1 000 000 år 220 ton på 100 % av 1 000 000 år
Sidan 463, andra stycket, rad 10	...deformationsmodul, i intervallet 40-45 GPa, som redovisas i platsbeskrivningen,	...deformationsmodul (40-50 GPa), som föreslås gälla för storskaliga modeller för berggrunden runt Forsmark,
Sidan 542, sista stycket, näst sista raden	...säkerhetsfunktion R3a...	...säkerhetsfunktion R3b...
Sidan 552, andra stycket, rad 6 och 7	...och i riktning mot sydost i kandidatområdet för platsundersökningarna.	...och sydost om det tilltänkta försvarsområdet.

Innehåll

Del I

Sammanfattning	15
S1 Syfte och allmänna förutsättningar	15
S2 Att uppnå säkerhet i praktiken – platsens egenskaper samt utformningen och uppförandet av förvaret	18
S2.1 Säkerhetsprinciper	18
S2.2 Förvarsplatsen i Forsmark	19
S2.3 Den platsanpassade referensutformningen av förvaret	21
S3 Analysen av långsiktig säkerhet	25
S3.1 Inledning	25
S3.2 Steg 1: Hantering av egenskaper, händelser och processer (FEP)	25
S3.3 Steg 2: Beskrivning av initialtillståndet	25
S3.4 Steg 3: Beskrivning av externa förhållanden	26
S3.5 Steg 4: Sammanställning av processrapporter	27
S3.6 Steg 5: Definition av säkerhetsfunktioner, säkerhetsfunktionsindikatorer och kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer	27
S3.7 Steg 6: Sammanställning av indata	28
S3.8 Steg 7: Definition och analys av referensutvecklingen	29
S3.9 Steg 8: Val av scenarier	33
S3.10 Steg 9, del 1: Analys av inneslutningspotentialen för de valda scenarierna	35
S3.11 Steg 9, del 2: Analys av fördröjningspotentialen för de valda scenarierna	36
S3.12 Steg 10: Ytterligare analyser och stödjande argument	40
S4 Slutsatser från SR-Site	41
S4.1 Översikt av resultaten	41
S4.2 Uppfyllelse av föreskriftskrav	43
S4.3 Återkoppling från analyserna i SR-Site	49
S4.4 Tilltron till analysresultaten	50
S5 Översikt av SR-Sites huvudrapport	52
1 Inledning	53
1.1 SKB:s program för använt kärnbränsle	53
1.1.1 SR-Site-rapportens roll i tillståndsansökningarna	54
1.2 Syftet med säkerhetsanalysprojektet SR-Site	55
1.3 Återkoppling från SR-Can-rapporten	55
1.3.1 Granskning	56
1.4 Myndighetsföreskrifter	57
1.4.1 Föreskrifter för slutligt omhändertagande av använt kärnbränsle, SSMFS 2008:37	57
1.4.2 Föreskrifter om säkerhet vid slutförvaring av kärnavfall, SSMFS 2008:21	58
1.5 SR-Site-projektets organisation	58
1.6 Angränsande projekt	58
1.6.1 Platsundersökningar och platsmodellering	58
1.6.2 Förvarsutformning	60
1.6.3 Kapselutveckling	60
2 Metodik	61
2.1 Inledning	61
2.2 Säkerhet	62
2.2.1 Säkerhetsprinciper för KBS-3-förvaret	62
2.2.2 Säkerhetsfunktioner och säkerhetsmått	63
2.3 Systemgränser	63
2.4 Tidsskalor	64
2.4.1 Föreskrifternas krav och allmänna råd	64
2.4.2 Säkerhetsanalysens tidsskalor	65
2.4.3 Relevanta tidsskalor för förvarets utveckling	66

2.5	Metodik i elva steg	67
2.5.1	Steg 1: FEP-hantering	67
2.5.2	Steg 2: Beskrivning av initialtillståndet	67
2.5.3	Steg 3: Beskrivning av externa förhållanden	69
2.5.4	Steg 4: Beskrivning av processer	69
2.5.5	Steg 5: Definition av säkerhetsfunktioner, säkerhetsfunktionsindikatorer och kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer	70
2.5.6	Steg 6: Sammanställning av data	71
2.5.7	Steg 7: Analys av referensutvecklingen	71
2.5.8	Steg 8: Val av scenarier	72
2.5.9	Steg 9: Analys av valda scenarier	75
2.5.10	Steg 10: Ytterligare analyser och stödjande argument	76
2.5.11	Steg 11: Slutsatser	76
2.5.12	Rapporthierarki i SR-Site-projektet	77
2.6	Metod för riskberäkningar	78
2.6.1	Föreskrifternas krav och allmänna råd	78
2.6.2	Tillämpning i SR-Site	79
2.6.3	Alternativa säkerhetsindikatorer	81
2.7	Bästa möjliga teknik och optimering	83
2.7.1	Inledning	83
2.7.2	Föreskrifternas krav	84
2.7.3	Allmänna frågor rörande optimering och bästa möjliga teknik	84
2.7.4	Optimering kontra bästa möjliga teknik	85
2.7.5	Slutsatser relaterade till SR-Site-analysens metodik	85
2.8	Övergripande hantering av information och osäkerheter	85
2.8.1	Klassificering av osäkerheter	85
2.8.2	Behov av stiliserade exempel	86
2.8.3	Osäkerhetshantering – allmänt	87
2.8.4	Integrerad hantering av osäkerheter	89
2.8.5	Formella expertutfrågningar	92
2.9	Kvalitetssäkring	92
2.9.1	Allmänt	92
2.9.2	Kvalitetssäkringsplanens syfte	93
2.9.3	Styrdokument för SR-Site	93
2.9.4	Expertbedömningar	94
2.9.5	Sakgranskning	95
3	FEP-hantering	97
3.1	Inledning	97
3.2	SKB:s FEP-databas	97
3.3	FEP-katalogen för SR-Site	98
3.4	Kopplingar	101
4	Förvarsplatsen i Forsmark	105
4.1	Inledning	105
4.2	Forsmarksområdet	107
4.2.1	Läge	107
4.2.2	Prioriterat område för förvaret	107
4.3	Bergdomäner och tillhörande termiska och bergmekaniska egenskaper	111
4.3.1	Bergartssammansättning och indelning i bergdomäner	111
4.3.2	Mineraltillgångar	113
4.3.3	Termiska egenskaper	114
4.3.4	Hållfasthet och andra mekaniska egenskaper i intakt berg	114
4.4	Deformationszoner, sprickdomäner och sprickor	116
4.4.1	Uppkomst och reaktivering under geologisk tid	116
4.4.2	Deterministiska deformationszoner	118
4.4.3	Sprickdomäner, sprickor och DFN-modeller	120
4.4.4	Sprickmineralogi	122
4.4.5	Mekaniska egenskaper hos deformationszoner och sprickor	123

4.5	Bergspänning	124
4.5.1	Spänningsutveckling	124
4.5.2	Spänningsmodell	124
4.6	Hydrauliska egenskaper i berggrunden	127
4.6.1	Utveckling	127
4.6.2	Hydrauliska egenskaper hos deformationszoner och sprickdomäner	127
4.7	Kombination av modeller för sprickdomäner, hydrogeologiska diskreta spricknätverk (DFN) och bergspänning	131
4.8	Grundvatten	132
4.8.1	Utveckling under kvartärperioden	132
4.8.2	Grundvattensammansättning och reaktioner mellan vatten och berggrund	133
4.8.3	Grundvattenflöde och överensstämmelse med grundvattensignaturer	137
4.9	Transportegenskaper i berggrunden	138
4.9.1	Bergmatrisens egenskaper	138
4.9.2	Flödesrelaterade transportegenskaper	139
4.10	Ytsystemet	140
4.10.1	Utveckling under kvartärperioden	140
4.10.2	Beskrivning av ytsystemet	141
4.10.3	Befolkning och markanvändning	144
5	Förvarets initialtillstånd	145
5.1	Inledning	145
5.1.1	Förhållande mellan konstruktionsförutsättningar, produktionsrapporter och datarapport	146
5.1.2	Översikt av systemet	147
5.1.3	FEP för initialtillståndet	149
5.2	Platsanpassat förvar – bergutrymmen	151
5.2.1	Konstruktionsförutsättningar relaterade till långsiktig säkerhet	151
5.2.2	Förvarsutformning och resulterande layout	152
5.2.3	Initialtillstånd för bergutrymmen	158
5.3	Initialtillstånd för bränslet och kapselns hålrum	163
5.3.1	Krav på hanteringen av det använda kärnbränslet	163
5.3.2	Bränsletyper och bränslemängder	164
5.3.3	Hantering	165
5.3.4	Initialtillstånd	165
5.4	Initialtillstånd för segjärnsinsats och kopparkapsel	170
5.4.1	Konstruktionsförutsättningar relaterade till långsiktig säkerhet	170
5.4.2	Referensutformning och produktion	171
5.4.3	Initialtillstånd	176
5.5	Buffertens initialtillstånd	180
5.5.1	Konstruktionsförutsättningar relaterade till långsiktig säkerhet	180
5.5.2	Referensutformning och produktionsmetoder	181
5.5.3	Initialtillstånd	186
5.6	Initialtillstånd för återfyllningen i deponeringstunnlarna	190
5.6.1	Konstruktionsförutsättningar relaterade till långsiktig säkerhet	190
5.6.2	Referensutformning och produktionsrutiner	190
5.6.3	Initialtillstånd	194
5.7	Initialtillstånd för förvarsförslutningen och andra tekniska komponenter i förvaret	197
5.7.1	Konstruktionsförutsättningar relaterade till långsiktig säkerhet	198
5.7.2	Referensutformning	199
5.7.3	Produktionsrutiner	203
5.7.4	Initialtillstånd	203
5.8	Övervakning – ”monitering”	206
5.8.1	Övervakning för att beskriva utgångsförhållanden	206
5.8.2	Övervakning av inverkan från uppförandet av förvaret	207
5.8.3	Kontrollprogram för uppförande och drift av förvaret	207
5.8.4	Övervakning efter avfallets deponering	207

6	Hantering av externa förhållanden	209
6.1	Inledning	209
6.2	Klimatrelaterade frågor	210
6.2.1	Allmän klimatutveckling	210
6.2.2	Inverkan på förvarets säkerhet	213
6.2.3	Hantering av den osäkra den långsiktiga klimatutvecklingen	213
6.2.4	Dokumentation	215
6.3	Framtida mänskliga handlingar	216
7	Hantering av interna processer	217
7.1	Inledning	217
7.1.1	Identifiering av processer	217
7.1.2	Processer i biosfären	218
7.2	Format för processrepresentationer	218
7.3	Format för processdokumentation	220
7.4	Processtabeller	224
7.4.1	Bränslet och kapselns inre	225
7.4.2	Kapsel	227
7.4.3	Buffert	229
7.4.4	Återfyllning i deponeringstunnlar	233
7.4.5	Geosfären	236
7.4.6	Tillkommande systemdelar	242
7.5	Modellscheman (assessment model flow charts, AMF)	243
8	Säkerhetsfunktioner och säkerhetsfunktionsindikatorer	249
8.1	Inledning	249
8.1.1	Differentierade säkerhetsfunktioner i SR-Site	249
8.1.2	Hantering av utspädning	250
8.2	Allmänt om säkerhetsfunktioner, säkerhetsfunktionsindikatorer och kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer	250
8.3	Säkerhetsfunktioner för inneslutning	254
8.3.1	Kapsel	254
8.3.2	Buffert	256
8.3.3	Återfyllning i deponeringstunnlar	259
8.3.4	Geosfär	260
8.3.5	Sammanfattning av säkerhetsfunktioner relaterade till inneslutning	263
8.4	Säkerhetsfunktioner för fördröjning	263
8.4.1	Bränsle	263
8.4.2	Kapsel	266
8.4.3	Buffert	266
8.4.4	Återfyllning i deponeringstunnlar	267
8.4.5	Geosfär	268
8.4.6	Sammanfattning av säkerhetsfunktioner relaterade till fördröjning	268
8.5	Faktorer som påverkar tidsutvecklingen för säkerhetsfunktionsindikatorer – FEP-diagram	270
9	Sammanställning av indata	273
9.1	Inledning	273
9.2	Syftet med Datarapporten för SR-Site	273
9.2.1	Bakgrund	274
9.2.2	Instruktioner för att uppfylla syftet	274
9.3	Datainventarium	274
9.4	Instruktioner för leverans av data	274
9.4.1	Leverantörer, kunder och Datarapportgruppen för SR-Site	275
9.4.2	Användning av instruktionen	275
9.5	Kvalificering av indata	275
9.6	Slutlig kontroll av data som används vid beräkningar och modellering för SR-Site	278

Del II

10	Analys av en referensutveckling för ett förvar i Forsmark	291
10.1	Inledning	291
10.1.1	Utförlig beskrivning av förutsättningarna	292
10.1.2	Analysstruktur	293
10.1.3	Hydrogeologisk modellering i SR-Site	295
10.2	Bygg- och driftskedet	297
10.2.1	Närområdets termiska utveckling	297
10.2.2	Mekanisk utveckling hos berget i närområdet till följd av berguttag	298
10.2.3	Hydrogeologisk utveckling	301
10.2.4	Utvecklingen av buffert, återfyllning och plugg	307
10.2.5	Kemisk utveckling i och omkring förvaret	314
10.2.6	Driftverksamhetens effekter på färdigställda delar av förvaret	320
10.2.7	Sammanfattning av bygg- och driftskedet	321
10.3	Den inledande perioden med tempererat klimat efter förslutning	323
10.3.1	Inledning	323
10.3.2	Externa förhållanden	323
10.3.3	Biosfären	324
10.3.4	Termisk utveckling av närområdet	329
10.3.5	Mekanisk utveckling av berggrunden	332
10.3.6	Hydrogeologisk utveckling	341
10.3.7	Kemisk utveckling i och omkring förvaret	358
10.3.8	Mättnad av buffert och återfyllning	371
10.3.9	Svällning och svälltryck	377
10.3.10	Buffertens och återfyllningens kemiska utveckling	393
10.3.11	Frigörelse av kolloider från buffert och återfyllning	402
10.3.12	Utveckling av bufferten med dess bottenplatta och återfyllningen med dess plugg efter perioden med förhöjd temperatur	409
10.3.13	Kapselns utveckling	422
10.3.14	Utveckling av centralområdet, toppförslutningen och borrhålspluggarna	429
10.3.15	Sammanfattning av de första tusen åren efter förslutning	433
10.3.16	Säkerhetsfunktioner för den inledande tempererade perioden efter förslutningen	436
10.4	Den återstående delen av glaciationscykeln	441
10.4.1	Referensutveckling för långsiktiga klimatrelaterade förhållanden	441
10.4.2	Biosfären	456
10.4.3	Termisk utveckling	458
10.4.4	Bergmekanik	461
10.4.5	Kapselbrott till följd av bergets skjuvrörelser	468
10.4.6	Hydrogeologisk utveckling	492
10.4.7	Geokemisk utveckling	514
10.4.8	Effekter på buffert och återfyllning	529
10.4.9	Effekter på kapseln	534
10.4.10	Utveckling av andra delar av förvarssystemet	538
10.4.11	Säkerhetsfunktioner vid slutet av referensglaciationscykeln	538
10.5	Efterföljande glaciationscykler	543
10.5.1	Säkerhetsfunktioner vid slutet av analysperioden	544
10.6	Variant med global uppvärmning	547
10.6.1	Externa förhållanden	547
10.6.2	Biosfären	551
10.6.3	Förvarets utveckling	551
10.6.4	Säkerhetsfunktionsindikatorer för varianten med global uppvärmning	553
10.7	Slutsatser från analysen av referensutvecklingen	553

Del III

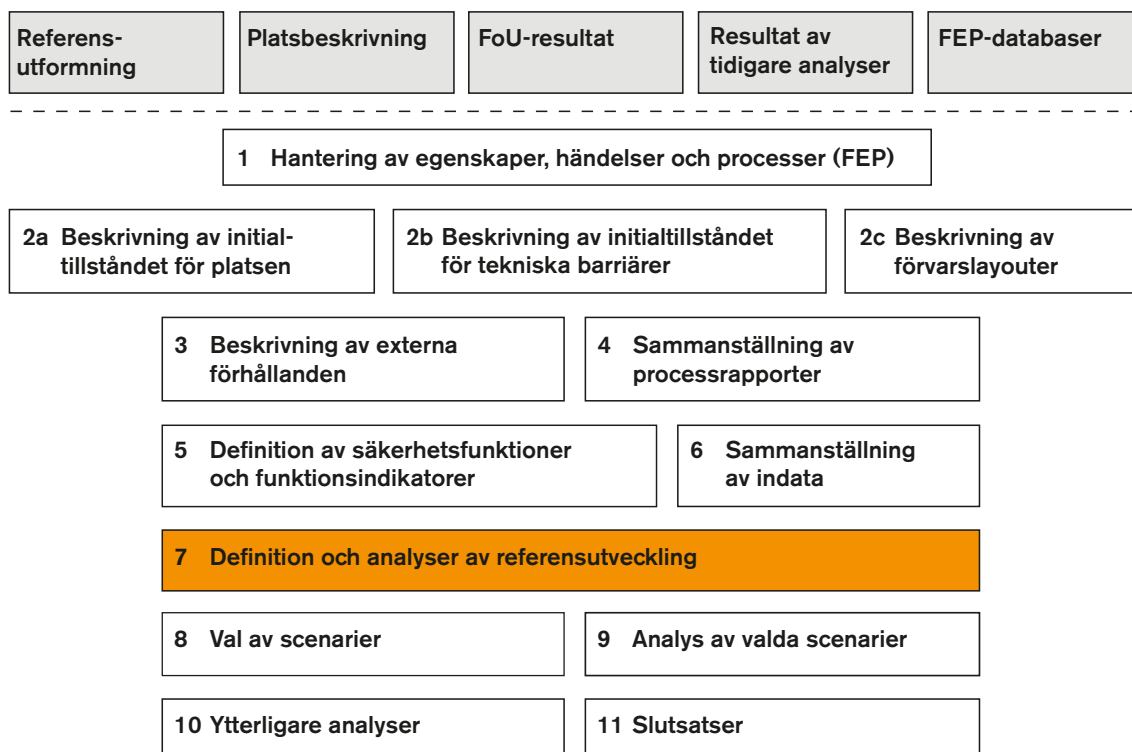
11	Val av scenarier	569
11.1	Inledning	569
11.2	Scenarier härledda utifrån säkerhetsfunktioner; val och struktur för analys	570
11.2.1	Val av ytterligare scenarier	570
11.2.2	Struktur för analys av de ytterligare scenarierna	571
11.2.3	Mall för analys av scenarier baserade på säkerhetsfunktioner	574
11.3	Sammanfattning av val av scenarier	575
12	Analys av inneslutningspotentialen för utvalda scenarier	577
12.1	Inledning	577
12.1.1	Allmänt	577
12.1.2	Definition av huvudscenariot	578
12.1.3	Klimatutveckling för scenarieanalyserna	578
12.2	Advektion i bufferten	579
12.2.1	Inledning	579
12.2.2	Kvantitativ beskrivning av förloppen som leder till advektion i bufferten	582
12.2.3	Slutsatser	587
12.2.4	Specialfall av advektiva förhållanden: Sjunkande kapsel	588
12.3	Buffertfrysning	588
12.3.1	Inledning	588
12.3.2	Kvantitativ beskrivning av förloppen som leder till buffertfrysning	590
12.3.3	Slutsatser	598
12.4	Buffertomvandling	599
12.5	Slutsatser från analyser av buffertscenarier	603
12.6	Kapselbrott till följd av korrosion	603
12.6.1	Inledning	603
12.6.2	Kvantitativ utvärdering av korrosion	604
12.6.3	Slutsatser	615
12.7	Kapselbrott till följd av isostatisk last	616
12.7.1	Inledning	616
12.7.2	Glacial last	617
12.7.3	Buffertens svälltryck	620
12.7.4	Kapselns hållfasthet	621
12.7.5	Kombinerad analys	622
12.8	Kapselbrott till följd av skjuvlast	623
12.8.1	Inledning	623
12.8.2	Kvantitativ analys av förlopp som leder till kapselbrott till följd av skjuvlast	624
12.8.3	Slutsatser	626
12.9	Sammanfattning och kombinationer av analyserade scenarier	626
12.9.1	Sammanfattning av analysresultaten	626
12.9.2	Bedömning av inneslutningspotential för huvudscenariot	627
12.9.3	Kombinationer av analyserade scenarier och fenomen	628
13	Analys av de valda scenariernas fördröjningspotential	631
13.1	Inledning	631
13.2	Biosfärsanalyser och beräkning av landskapspecifika doskonverteringsfaktorer för en glaciationscykel	632
13.2.1	Tillvägagångssätt och centrala begrepp i biosfärsanalyserna	632
13.2.2	Identifiering av biosfärsobjekt och deras utveckling över tiden	635
13.2.3	Radionuklidmodellen för biosfären	637
13.2.4	Resultater LDF-värden och värden för LDF-puls	643
13.2.5	Metoder för att analysera strålningseffekter på miljön	646
13.2.6	Osäkerheter i riskskattningar	647
13.3	Kriticitet	652
13.4	Modeller för att beräkna radionuklidtransport och dos	653
13.4.1	Närområdesmodellen COMP23	653
13.4.2	Fjärrområdesmodellerna FARF31 och MARFA	655

13.4.3	Representation av biosfären	656
13.4.4	Förenklade analytiska modeller	657
13.4.5	Val av radionuklider	657
13.5	Kapselbrott till följd av korrosion	657
13.5.1	Inledning	657
13.5.2	Konceptualisering av transportförhållanden	658
13.5.3	Indata till transportmodeller	660
13.5.4	Beräkning av det centrala korrosionsfallet	661
13.5.5	Analys av möjliga alternativa transportförhållanden/transportdata	666
13.5.6	Beräkning av alternativa fall	675
13.5.7	Doser till andra organismer än människa för korrosionsscenarioet	686
13.5.8	Alternativa säkerhetsindikatorer för korrosionsscenarioet	687
13.5.9	Sammanfattning av resultat från beräkningsfall för korrosionsscenarioet	692
13.5.10	Beräkningar med analytiska modeller	693
13.5.11	Känslighetsanalyser	695
13.6	Kapselbrott till följd av skjuvlast	699
13.6.1	Konceptualisering av transportförhållanden	699
13.6.2	Konsekvensberäkningar	700
13.6.3	Kombination av skjuvlastscenariot och scenariot med advektion i bufferten	704
13.6.4	Analys av möjliga alternativa transportförhållanden/transportdata	705
13.6.5	Doser till biota, alternativa säkerhetsindikatorer, analytiska beräkningar och kollektivdos	709
13.7	Hypotetiska restscenarier för att illustrera barriärfunktioner	710
13.7.1	Kapselbrott till följd av isostatisk last	710
13.7.2	Växande pinnhål	711
13.7.3	Ytterligare fall som illustrerar barriärfunktioner	717
13.8	Radionuklidtransport i gasfas	728
13.9	Risksummering	730
13.9.1	Inledning	730
13.9.2	Risker förknippade med korrosionsscenarioet	730
13.9.3	Risk förknippad med skjuvlastscenariot	732
13.9.4	Riskutspädning	732
13.9.5	Utvidgad diskussion om risk under de inledande tusen åren	734
13.9.6	Slutsatser	737
13.10	Sammanfattning av osäkerheter som påverkar den beräknade risken	738
13.10.1	Sammanfattning av viktiga osäkerheter som påverkar den beräknade risken	738
13.10.2	Kandidatfrågor för expertutfrågning	742
13.11	Slutsatser	744
14	Ytterligare analyser och stödjande argument	745
14.1	Inledning	745
14.2	Scenarier relaterade till framtida mänskliga handlingar	745
14.2.1	Inledning	745
14.2.2	Principer och metodik för att hantera FHA-scenarier	746
14.2.3	Teknisk och samhällelig bakgrund	748
14.2.4	Val av representativa fall	749
14.2.5	Utvärdering av borrhingsfallet	751
14.2.6	Utvärdering av fallet med bergguttar eller tunnel	758
14.2.7	Utvärdering av en gruva i närheten av förvarsplatsen vid Forsmark	760
14.2.8	Ofullständigt förslutet förvar	761
14.3	Analys som krävs för att påvisa optimering och användning av bästa möjliga teknik	767
14.3.1	Inledning	767
14.3.2	Kapselbrott till följd av korrosion	768
14.3.3	Kapselbrott till följd av skjuvrörelser	772
14.3.4	Utformningsrelaterade faktorer som inte bidrar till risk	774

14.4	Verifiering av att FEP som uteslutits i tidigare delar av utvärderingen är försumbara mot bakgrund av den slutförda analysen av scenarier och risker	777
14.4.1	Inledning	777
14.4.2	Bränslet	779
14.4.3	Kapseln	780
14.4.4	Bufferten	782
14.4.5	Återfyllningen	785
14.4.6	Geosfären	786
14.5	En kort redovisning av tidsperioden bortom en miljon år	789
14.6	Naturliga analogier	791
14.6.1	Studier av naturliga analogier och deras roll i säkerhetsanalyser	791
14.6.2	Analogier till förvarsmaterial och processer som påverkar dem	792
14.6.3	Transport- och fördröjningsprocesser i geosfären	797
14.6.4	Testning av modeller och metodutveckling	799
14.6.5	Sammanfattande kommentarer	801
15	Slutsatser	803
15.1	Inledning	803
15.2	Översikt av resultaten	804
15.2.1	Uppfyllelse av föreskrifternas riskkriterium	804
15.2.2	Frågor relaterade till förändrade klimatförhållanden	805
15.2.3	Andra frågor relaterade till barriärernas funktion och utformning	806
15.2.4	Tilltro	807
15.3	Uppfyllelse av föreskriftskrav	808
15.3.1	Inledning	808
15.3.2	Säkerhetskonceptet och säkerhetens allokering till systemkomponenter	808
15.3.3	Uppfyllelse av SSM:s riskkriterium	809
15.3.4	Effekter på miljön av radionuklidutsläpp	813
15.3.5	Optimering och bästa möjliga teknik, BAT	813
15.3.6	Tilltro	817
15.3.7	Gränssättande fall, robusthet	819
15.3.8	Ytterligare allmänna krav på säkerhetsanalysen	819
15.4	Konstruktionsstyrande fall	820
15.4.1	Allmänt	821
15.4.2	Kapseln: Isostatisk last	822
15.4.3	Kapseln: Skjuvrörelser	823
15.4.4	Kapseln; korrosionspåkaning	824
15.4.5	Bufferten	825
15.5	Återkoppling till utvärderad referensutformning och relaterade konstruktionsförutsättningar	826
15.5.1	Inledning	826
15.5.2	Kapselns mekaniska stabilitet – motstå isostatisk last	827
15.5.3	Kapselns mekaniska stabilitet – motstå skjuvrörelse	827
15.5.4	Utgöra korrosionsbarriär – koppars tjocklek	828
15.5.5	Kapselmaterial och övrigt	828
15.5.6	Buffertmateriallets hydromekaniska egenskapers varaktighet	828
15.5.7	Installerad mängd buffertmaterial	830
15.5.8	Bufferttjocklek	831
15.5.9	Buffertens mineralogiska sammansättning	832
15.5.10	Bottenplattan i deponeringshålen	832
15.5.11	Återfyllningen i deponeringstunnlarna	833
15.5.12	Val av deponeringshåll – mekanisk stabilitet	833
15.5.13	Val av deponeringshåll – hydrologiska och transportrelaterade förhållanden	834
15.5.14	Hydrauliska egenskaper i deponeringshållens väggar	836
15.5.15	Deponeringspositioner – anpassade till de termiska förhållandena	836
15.5.16	Kontroll av den skadade zonen (EDZ)	837
15.5.17	Material för injektering och betongsprutning	838
15.5.18	Förvarsdjup	838

15.5.19	Stamtunnlar, transporttunnlar, tillfartstunnlar, schakt och centralområde samt förslutning	839
15.5.20	Förslutning av borrhål	839
15.6	Återkoppling till detaljerade undersökningar och platsmodellering	840
15.6.1	Fortsatt karakterisering av deformationszoner med potential att orsaka stora jordskalv	840
15.6.2	Vidareutveckla hjälpmedlen för att begränsa storleken på sprickor som skär deponeringshål	840
15.6.3	Minska osäkerheten i DFN-modellerna	841
15.6.4	Identifiera konnekterade transmissiva sprickor	841
15.6.5	Förvarsvolymens hydrauliska egenskaper	841
15.6.6	Verifiera överensstämmelse med konstruktionsförutsättningarna för EDZ	842
15.6.7	Bergmekanik	842
15.6.8	Termiska egenskaper	842
15.6.9	Hydrogeokemi	843
15.6.10	Yttnära ekosystem	843
15.7	Återkoppling till Fud-programmet	843
15.7.1	Använt bränsle	844
15.7.2	Kapseln	844
15.7.3	Bufferten och återfyllningen	845
15.7.4	Geosfären	846
15.7.5	Biosfären	847
15.7.6	Klimatet	848
15.8	Slutsatser beträffande säkerhetsanalysens metodik	848
16	Referenser	849
Bilaga A	Tillämpliga föreskrifter och SKB:s implementering av dessa i säkerhetsanalysen SR-Site	877
Bilaga B	Ordlista med förkortningar och speciella termer som används i SR-Site	893
Bilaga C	Topografi och geografiska namn i Forsmarksområdet	899

10 Analys av en referensutveckling för ett förvar i Forsmark



Figur 10-1. SR-Site-metoden i elva steg (se avsnitt 2.5) med det aktuella steget markerat. I detta kapitel behandlas definitionen av referensutvecklingen tillsammans med en analys av inneslutningsförmågan. Fördröjning behandlas i kapitel 13 (steg 9 i figuren).

10.1 Inledning

Detta kapitel beskriver en referensutveckling för KBS-3-förvaret i Forsmark under hela analysperioden av en miljon år. Syftet är att skapa förståelse för förvarssystemets övergripande utveckling inför valet och analyserna av scenarierna, som följer i kapitel 11, 12 och 13. Ambitionen är att utvärdera inverkan från processer som påverkar de säkerhetsfunktioner som är relaterade till inneslutning och att beskriva en rimlig utveckling av förvarssystemet över tiden. Den rimliga utvecklingen är en viktig utgångspunkt för definitionen av ett huvudscenario, se kapitel 11 och – för detaljer – avsnitt 12.1.2.

Fokus ligger på inneslutningsförmågan, medan konsekvenser som är relaterade till utsläpp av radionuklider inte analyseras. I kapitel 13 beskrivs radionuklidtransport och dos för de typer av kapselbrott som identifieras i samtliga scenarier. Bland scenarierna är huvudscenariot nära kopplat till den referensutveckling som beskrivs nedan.

Två fall av referensutvecklingen analyseras:

1. Ett basfall i vilket de externa förhållandena under den första 120 000 år långa glaciationscykeln antas likna förhållandena under den senaste cykeln – Weichsel. Därefter antas sju upprepningar av denna cykel täcka in hela den en miljon år långa analysperioden. Basfallet analyseras i avsnitten 10.2 till 10.5.
2. En variant med global uppvärmning, där det framtida klimatet – och därmed de externa förhållandena – i hög grad förutsätts vara påverkade av antropogena utsläpp av växthusgaser. Utvärderingen är relaterad till analysen av basfallet och presenteras i avsnitt 10.6.

För båda fallen förutsätts det initialtillstånd som beskrivs i kapitel 5 råda. Alla interna processer hanteras enligt specifikationen i **Processrapporterna**, som sammanfattas i kapitel 7.

För att uppfylla sitt syfte täcker kapitlet in en stor mängd frågeställningar och ämnesområden på en relativt detaljerad nivå. Detaljeringsgraden återspeglar till stor del respektive frågas betydelse för säkerheten. I själva verket sammanfattas en stor del av de analyser som utförts inom SR-Site-projektet i detta kapitel och sätts även in i sitt sammanhang. Av skäl som anges nedan är dessutom kapitlet uppdelat i olika tidsskeden. Denna struktur gör att kapitlet är långt, eftersom samma process behöver diskuteras för olika tidpunkter. Detta angreppssätt är emellertid ändå att föredra, eftersom det bidrar till att visa att analysen är heltäckande och uppfyller myndighetsföreskrifternas kriterier samt tydliggör tillvägagångssättet.

10.1.1 Utförlig beskrivning av förutsättningarna

Initialtillstånd för tekniska barriärer

Initialtillståndet omfattar hela förvaret med alla de 6 000 deponeringshål och avser de förhållanden som förväntas råda i hela uppsättningen deponeringshål. Initialtillståndet, som det beskrivs i kapitel 5, är det förväntade resultatet av produktionen av de tekniska delarna av förvaret, inklusive användningen av tillämpliga kontrollrutiner, se vidare avsnitt 5.1.1. Exempelvis omfattar kapselns initialtillstånd svetsdefekter, se tabell 5-9 i avsnitt 5.4.3, och variationer i buffertens initiala densitet som härletts genom att avvikelser i deponeringshålens geometri, variationer i råmaterialets sammansättning samt brister i tillverkningsprocessen beaktats, se tabell 5-13 i avsnitt 5.5.3.

Möjliga avvikelser från det initialtillstånd som beskrivs i kapitel 5 behandlas ytterligare vid valet av scenarier i kapitel 11.

Geosfärens och biosfärens initialtillstånd

Geosfärens och biosfärens initialtillstånd ges av den platsbeskrivande modellen, inklusive de osäkerheter och möjliga varianter som beskrivs i kapitel 4 och som kvantifieras för SR-Site i **Datarapporten**. De platsspecifika layouterna beskrivs i avsnitt 5.2.2.

Processsystemet

Den uppsättning processer som styr förvarets utveckling hanteras enligt informationen i **Processrapporterna** för bränslet/kapseln, bufferten/återfyllningen/förslutningen, geosfären och biosfären. Osäkerheter avseende förståelsen av processerna och/eller avseende modellrepresentationen hanteras enligt den metodik som fastställs i dessa rapporter.

Observera att alla identifierade processer beaktas i utvecklingen. Om en process efter övervägande utsluts så motiveras detta i **Processrapporten**. Hanteringen sammanfattas i tabellform i kapitel 7, se tabell 7-2 till 7-6. Dataosäkerheter som identifierats i **Datarapporten** beaktas också.

Externa förhållanden – basfallet

Som tidigare nämnts i avsnitt 6.2 är det inte möjligt att förutsäga en unik framtida klimatutveckling med tillräckligt stor tilltro för en säkerhetsanalys för ett så långsiktigt tidsperspektiv. Däremot är det mycket sannolikt att förvaringsplatsen på lång sikt kommer att genomgå perioder som motsvarar alla de angivna klimattillstånden och alla de åtföljande övergångarna. Referensutvecklingen bör därför omfatta perioder med tempererade förhållanden, då strandlinjeförskjutning i form av både regression och transgression sker i olika takt. Permafrost och nedisning i olika omfattning bör också ingå samt även de möjliga övergångarna mellan klimattillstånden. En relativt välkänd utveckling, som omfattar alla de nämnda beståndsdelarna, täcks in av glaciationscykeln för Weichsel och interglacialen Holocen. Dessa omfattar utvecklingen från slutet av den förra interglacialen Eem (marint isotopstadium 5e, se figur 10-96 i avsnitt 10.4.1) för cirka 120 000 år sedan fram till nutid. I föreliggande analys har denna senaste glaciationscykel valts för att representera en referensutveckling för de klimatrelaterade förhållandena i Forsmark.

De valda externa förhållandena enligt referensutvecklingen betraktas som ett exempel på en trovärdig utveckling under en glaciationscykel. Beskrivningen i referensutvecklingen utgör inte ett försök att förutsäga den ”mest sannolika” framtida utvecklingen. Syftet med referensutvecklingen är i stället att skapa en vetenskapligt rimlig utgångspunkt för att analysera hur klimatrelaterade förhållanden skulle kunna påverka förvarets säkerhet. Endast de viktigaste aspekterna av den senaste glaciationscykeln behöver täckas in. Det beror på att även om exempelvis utvecklingen av inlandsisen skulle rekonstrueras mer ingående för förvarsplatsen, skulle inverkan av en eventuell framtida nedisning variera på en så detaljerad nivå. I stället kompletteras referensglaciationscykeln med ytterligare klimatfall, som beskriver mer extrema förhållanden, med exempelvis större och mindre inlandsisar.

Analysen av utvecklingen inleds med en period av tusen år, då utvecklingen bygger på extrapoleringar av nuvarande utveckling och trender. Därefter baseras analysen på en upprepning av de förhållanden som rekonstruerats för Weichselglaciationscykeln som den utvecklats från 120 000 år sedan fram till nutid. De klimatrelaterade förhållandena för 120 000 år sedan anses i stora drag likna dagens klimatförhållanden. För återstoden av analysperioden antas att denna 120 000 år långa glaciationscykel upprepas.

Det finns två skäl till att välja rekonstruktionen av Weichselglaciationscykeln som referensutveckling. För det första är det den mest välkända av de senaste glaciationscyklerna och de klimatrelaterade förhållandenas utveckling och variabilitet kan undersökas genom jämförelser med relaterad geologisk information. För det andra gör den tillgängliga geologiska informationen det möjligt att pröva eller begränsa omfattningen av det underbyggande analys- och modelleringsarbetet som syftar till att förstå processerna, samt av studierna av de ofta komplicerade, kopplade processer som är förbundna med klimatförändringar. Mer information om tillvägagångssättet att använda rekonstruerade förhållanden för den senaste glaciationscykeln som ett exempel på en framtida utveckling av klimatrelaterade faktorer vid Forsmark finns i **Klimatrapporten**.

Externa förhållanden – variant med global uppvärmning

Ytterligare en faktor, som är relaterad till den framtida klimatutvecklingen utgörs av omfattningen och varaktigheten av människans inverkan på klimatet genom utsläpp av växthusgaser. Som en variant av den utveckling som baseras på upprepning av den senaste glaciationscykeln analyseras därför även en variant med global uppvärmning. Denna omfattar en 50 000 år lång period med tempererat klimat, som följs av de första relativt milda 70 000 åren enligt basfallet, se även avsnitt 10.6 och avsnitt 5.1 i **Klimatrapporten**. Dessutom beskrivs och analyseras ett kompletterande fall med kraftigare global uppvärmning, se avsnitt 5.2 i **Klimatrapporten**.

10.1.2 Analysstruktur

Analysen av referensutvecklingens basfall presenteras uppdelad i fyra tidsskeden:

- Bygg- och driftfasen, se avsnitt 10.2.
- De första tusen åren efter förslutning och den inledande perioden med tempererat klimat från referensglaciationscykeln, se avsnitt 10.3.
- Den återstående delen av glaciationscykeln, se avsnitt 10.4.
- Efterföljande glaciationscykler upp till en miljon år efter förslutning, se avsnitt 10.5.

I avsnitt 10.6 analyseras varianten med global uppvärmning över en hel glaciationscykel.

För varje tidsskede presenteras frågorna i följande ordning:

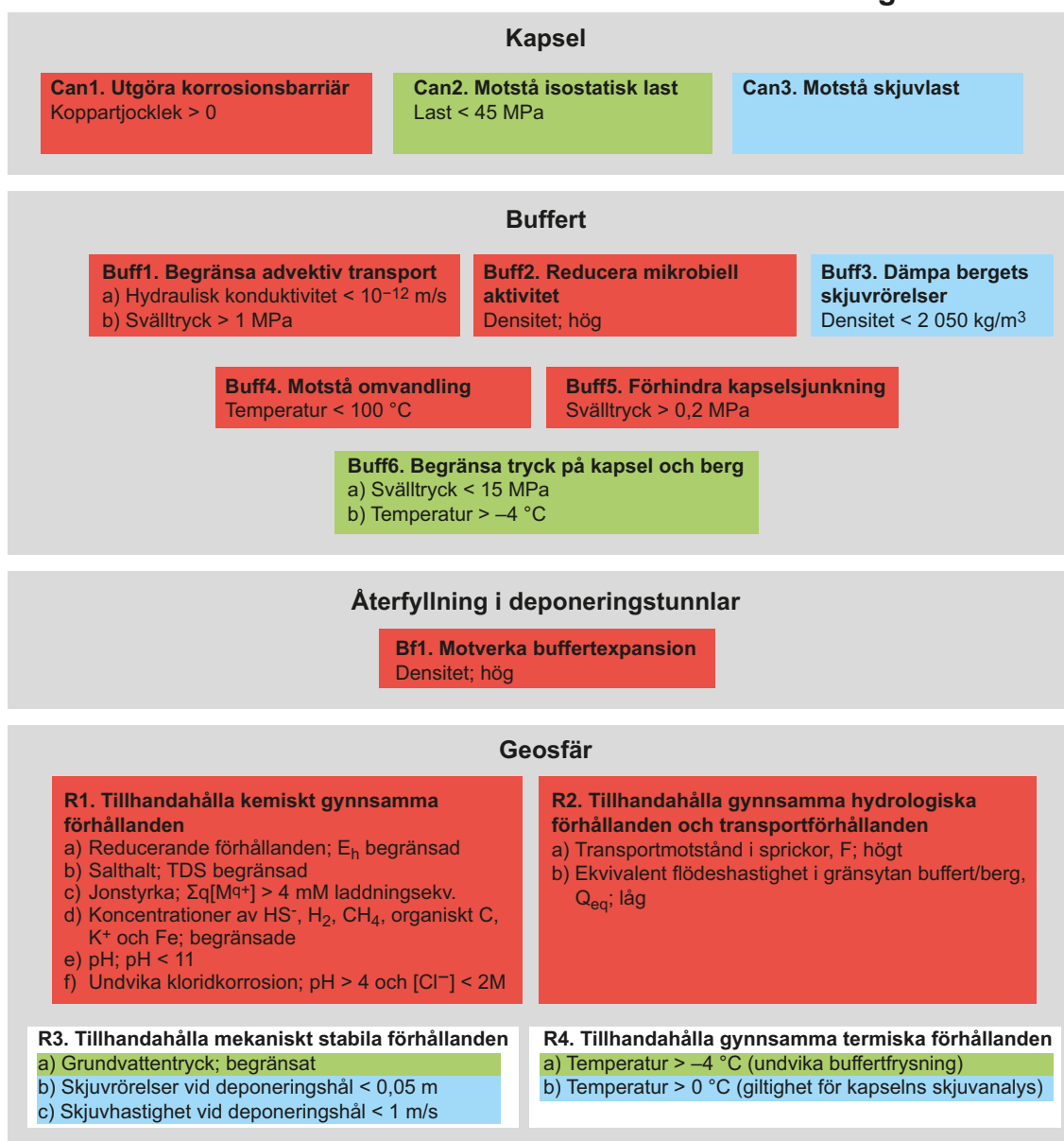
- Klimatfrågor.
- Biosfärsfrågor.
- Termiska, mekaniska, hydrauliska och kemiska frågor som rör geosfären.
- Termiska, mekaniska, hydrauliska och kemiska frågor som rör det tekniska barriärsystemet (kapsel, buffert, återfyllning och övriga delar av förvaret).

Redogörelsen för varje tidsskede avslutas med en diskussion om den förväntade statusen – under och i slutet av tidsskedet – hos de säkerhetsfunktionsindikatorer som definieras i kapitel 8.

En stor del av det presenterade materialet är resultat från simuleringsstudier. En översikt av dessa studier visas i modellschemat (AMF) som omfattar bygg- och driftfasen, de första tusen åren efter förslutning och en fortsatt tempererad period, se avsnitt 7.5 och figur 7-3. I tabell 7-7 förklaras hur modelleringsaktiviteterna i modellschemat dokumenteras och de processer som hanteras av varje modell. Ett modellschema för permafrostförhållanden och glaciala förhållanden presenteras i figur 7-4, med tillhörande tabell 7-8.

I figur 10-2 visas förvarssystemets säkerhetsfunktioner och de säkerhetsfunktionsindikatorer som används för att utvärdera om säkerhetsfunktionerna upprätthålls, enligt definitionen i kapitel 8. I de följande avsnitten görs hänvisningar till säkerhetsfunktionerna i figur 10-2 för att förklara hur de analyser som genomförs vid utvärderingen av referensutvecklingen är relaterade till säkerheten.

Säkerhetsfunktioner relaterade till inneslutning



Figur 10-2. Säkerhetsfunktioner (fetstil), säkerhetsfunktionsindikatorer och kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer. När kvantitativa kriterier inte kan anges används termerna ”stor”, ”liten” och ”begränsad” för att indikera gynnsamma värden för säkerhetsfunktionsindikatorerna. Färgkodningen visar hur funktionerna bidrar till kapselns säkerhetsfunktioner Can1 (rött), Can2 (grönt) och Can3 (blått). Se avsnitt 8.3 för mer information.

10.1.3 Hydrogeologisk modellering i SR-Site

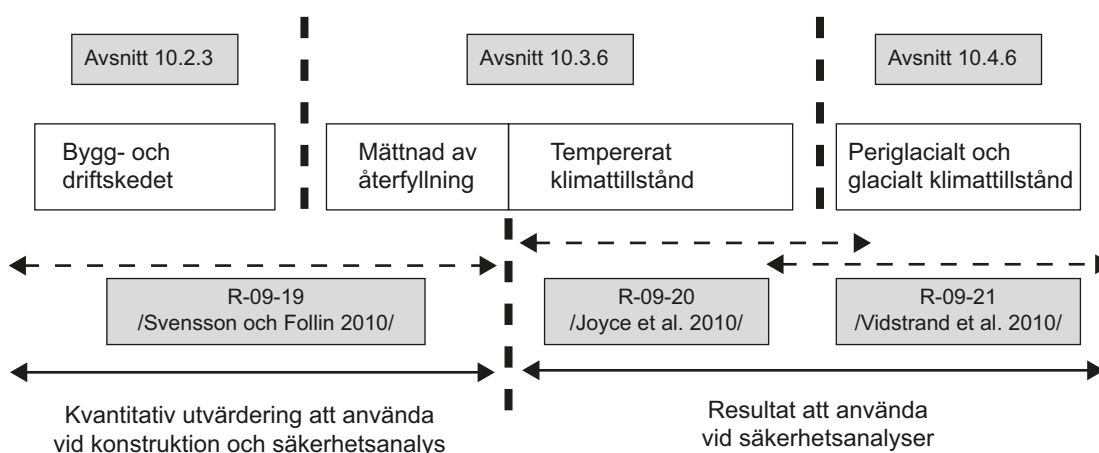
Det systembaserade angreppssätt som användes av SKB i **Platsbeskrivning Forsmark** och i SR-Site vid hydrogeologisk modellering innebär att geosfären delas upp i tre hydrauliska domäner. Dessa betecknas HCD, HRD och HSD, där:

- HCD (Hydraulic Conductor Domain) representerar de deterministiskt modellerade deformationszonerna.
- HRD (Hydraulic Rock Mass Domain) representerar de mindre uppspruckna bergvolymerna mellan deformationszonerna.
- HSD (Hydraulic Soil Domain) representerar regoliten (de kvartära avlagringarna ovanpå berggrunden).

I figur 10-3 visas en översikt av de tre flödesmodelleringsstudier som genomförts inom ramen för SR-Site med avseende på de säkerhetsfunktioner som är relaterade till bergdomänerna, dvs HCD- och HRD-domänerna /Svensson och Follin 2010, Joyce et al. 2010, Vidstrand et al. 2010/. /Selroos och Follin 2010/ sammanfattar de tre studierna och beskriver modelleringsmetodik, valda numeriska parametrar (inklusive beskrivningar av de data som använts) och de beräkningsresultat som är av betydelse i SR-Site. Avsnitten 10.2.3, 10.3.6 och 10.4.6 innehåller en sammanfattning av resultaten.

Eventuella utsläpp av radionuklider från förvaret som når jordlagren (HSD) sker via vattentransport genom berggrunden (HCD och HRD) och vidare upp till biosfären inom de ytliga ekosystemen via transport i det ytnära grundvattnet och olika ytvattendrag. För att ge stöd till analysen av radionuklidtransport i ytsystemet har en detaljerad hydrologisk modellering av ytsystemet under perioder med tempererade och periglaciala klimatförhållanden utförts av /Bosson et al. 2010/. En sammanfattning av resultaten finns i **Biosfärsrapporten**. Studier av de följder som bortledning av grundvatten under bygg- och driftfasen får för de hydrologiska och ytnära hydrogeologiska förhållandena (inklusive grundvatten i HSD-domänen) redovisas av /Mårtensson och Gustafsson 2010/. Dessa resultat används som indata till analyser av ekologiska och även andra typer av konsekvenser under de nämnda faserna, som ett underlag för Miljökonsekvensbeskrivningen (MKB) /SKB 2010a, Werner et al. 2010/.

Modelleringen av vattenflöden i berggrunden under de olika tidsperioderna som visas i figur 10-3 har utförts med olika modelleringsverktyg. /Svensson och Follin 2010/ och /Vidstrand et al. 2010/ har utfört sina studier med hjälp av DarcyTools, medan studien av /Joyce et al. 2010/ har utförts med hjälp av ConnectFlow. (För tydlighets skull noteras att /Bosson et al. 2010/ och /Mårtensson och Gustafsson 2010/ har utfört sina studier med hjälp av MIKE SHE.) Oavsett studie har samma systembaserade angreppssätt och samma hydrogeologiska indata använts. Syftet med detta är att stärka integrationen, att kunna kontrollera att de redovisade flödessimuleringarna överensstämmer med varandra och att upprätthålla en god modelleringsstrategi.



Figur 10-3. Översikt av flödesmodelleringen som utförts avseende de säkerhetsfunktioner som är relaterade till berggrunden.

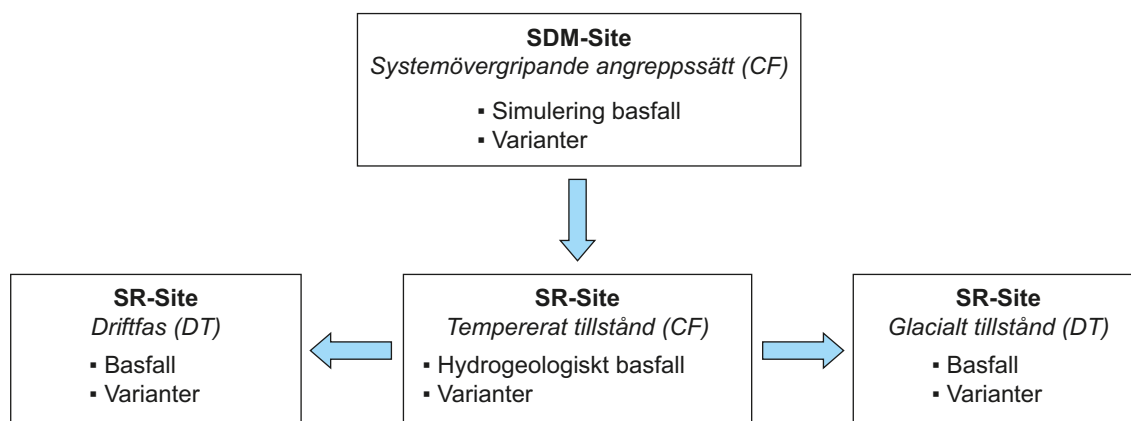
I figur 10-4 ges exempel på kopplingen mellan den hydrogeologiska modell som presenteras i **Platsbeskrivning Forsmark** och mer detaljerat i /Follin 2008/, dvs basmodellensimuleringen, samt de modelleringar som används i SR-Site. Benämningen ”SDM-Site” i figur 10-4 och i avsnitten om hydrogeologi i denna rapport används synonymt med **Platsbeskrivning Forsmark**.

Den hydrogeologiska basfallsmodellen i SR-Site härleddes vid modelleringen av den tempererade perioden med modelleringsverktyget ConnectFlow. Denna modell är i stort sett identisk med SDM-Site-modellen, som även den härleddes med hjälp av ConnectFlow, men med vissa modifieringar för att få med företeelser som är specifika för SR-Site. Den hydrogeologiska basfallsmodellen exporteras i sin tur till modelleringen av de andra två perioderna och modifieras då i två avseenden. För det första görs modifieringar som är specifika för det andra modelleringsverktyget, DarcyTools. För det andra görs modifieringar och/eller ytterligare parameterisering som är specifika för det problem som hanteras. Inom dessa andra perioder benämns de centrala fall som studeras ”basfall” för att tydligt särskilja dem från det centrala ”hydrogeologiska basfallet”, som används vid simuleringarna för den tempererade perioden.

Den rumsliga fördelningen av vatten med olika salthalter modelleras för alla perioder, eftersom variationen i vätskedensitet påverkar flödesfältet och därmed indirekt även förutsättningarna för växelverkan mellan vatten med olika kemiska sammansättning. I synnerhet analyseras transporten av sötvatten från den övre gränssytan ner till förvaringsdjup och uppträngningen av djupare salt vatten underifrån i detalj. Transporten av sötvatten från ytan under de tempererade och glaciala perioderna är viktigt att beskriva, eftersom förhållanden med utspätt vatten under långa tidsperioder kan påverka förvarets säkerhetsfunktion.

I SDM-Site konstaterades det att förekomsten av horisontella sprickplan med hög transmissivitet i de översta 100 metrarna av berggrunden har en påtaglig inverkan på nedträngningsdjupet för den tillrinning av sötvatten som startade för ungefär 1 100 år sedan på grund av den pågående strandlinjeförskjutningen under Holocen. Som ett resultat av den höga vattenomsättningen är salthalten hos vattnet i sprickorna i de översta 100 metrarna av berggrunden i allmänhet lägre än salthalten hos vatten i sprickor som förekommer under detta djup. Ökningen av vattnets salthalt i sprickorna är relativt måttlig i djupintervallet mellan 100 och 800 m, där salthalten uppgår till ungefär 1 viktprocent (cirka 10 g total mängd lösta fasta ämnen per liter). Under 800 m djup förväntas salthalten hos vattnet i sprickorna öka väsentligt med djupet. I SR-Site antas att salthalten är ungefär 7 viktprocent på ett djup av 2 000 m, baserat på data som hämtats från det 1 660 m djupa borrhålet KLX02 i Laxemar, se /Selroos och Follin 2010, Vidstrand et al. 2010/ för mer information.

Den kemiska sammansättningen hos yt nära grundvattenprov från de översta 100 metrarna av berggrunden visar att kemiska reaktioner (växelverkan mellan vatten och berg) har en kraftig inverkan på sammansättningen hos det infiltrerande nederbördsvattnet. Den kemiska sammansättning hos det nederbördsvattnet som beaktas vid den paleohydrologiska modelleringen av grundvattenflöde ersätts därför av en modifierad vattensammansättning som benämns förändrat meteoriskt vatten. Den karakteristiska sammansättningen hos detta referensvatten beskrivs i /Laaksoharju et al. 2008/ och i /Salas et al. 2010/.



Figur 10-4. Kopplingar mellan SDM-Site-modellen, det hydrogeologiska basfallet, basfallen och varianter.

Transporten av förändrat meteoriskt vatten från markytan mot djupet påverkas – förutom av reaktioner – även av matrisdiffusion. De data som beskriver matrisporvattnets sammansättning och som används av /Joyce et al. 2010/ för modellering kommer från tre borrhål i den tilltänkta förvarsvolymen, se avsnitt 4.8.2 (eller /Laaksoharju et al. 2008, Waber et al. 2009/) för mer information. De transportegenskaper för bergmatrisen som i första hand styr inträngningsdjupet för icke-sorberande ämnen i sprickvattnet, är den effektiva diffusiviteten och matrisporositeten. Under en period av ungefär 10 000 år är den förväntade inträngningen i matrisen av förändrat meteoriskt (eller glacialt) vatten från sprickorna i storleksordningen några meter, se /Selroos och Follin 2010/. Även om inträngningen i matrisen av förändrat meteoriskt (eller glacialt) vatten från en närliggande vattenförande spricka inte är så djup under en glaciationscykel är matrisdiffusion en betydelsefull process för modelleringen av radionuklidtransport, särskilt för sorberande radionuklider.

Växelverkan mellan salthalten hos vattnet i sprickorna och matrisporvattnets salthalt beror även på avståndet mellan de vattenförande sprickorna. Vid Forsmark varierar frekvensen (förekomst per meter) av vattenförande sprickor i hög grad med djupet inom den aktuella volymen, se **Data-rapporten**. Sprickfrekvensen är hög på ett grundare djup än 100 m och mycket låg på ett större djup än 400 m. De två typerna av vatten, vattnet i sprickorna och matrisporvattnet, torde vara mer lika varandra i den mer spricktäta berggrunden nära ytan än i den mer sparsamt uppspruckna berggrunden på förvarsdjup. Detta är även vad som beskrivs i de referenser som nämns ovan. På ännu större djup än 400 m är vattenomsättningen extremt låg och systemet kan komma att regleras av diffusion. Vattnet i sprickorna och matrisporvattnet är här sannolikt mer lika varandra.

I SDM-Site drogs slutsatsen att de initiala hydrokemiska förhållandena för vattnet i sprickorna i början av flödessimuleringarna vid 8000 år f Kr kan modelleras genom att efterlikna nutida trender för förändringar av matrisporvattnets salthalt med djupet inom den tilltänkta volymen respektive utanför denna volym, se avsnitt 4.8.2 och /Follin 2008/ för mer information. Denna förenkling har accepterats i SR-Site, eftersom de viktigaste förändringarna i de övre randvillkoren under Holocen mellan år 8000 f Kr och 2000 e Kr räcker för att skapa sådana skillnader mellan vattnet i sprickorna och matrisporvattnet som liknar de observerade skillnaderna /Follin 2008/. De viktigaste hydrologiska förändringarna utgörs av nedträngningen av vatten från Littorinahavet och den efterföljande ursköljningen med förändrat meteoriskt vatten. Den förstnämnda började ungefär 6500 f Kr och den sistnämnda började ungefär 900 e Kr, se /Follin 2008/ för mer information. I princip påverkar dessa paleohydrologiska fenomen salthalten hos vattnet i sprickorna nära ytan mer än de påverkar matrisporvattnets salthalt på förvarsdjup.

10.2 Bygg- och driftskedet

Analyserna av förvarets bygg- och driftskede har huvudsakligen inriktats på störningar av de mekaniska, hydrologiska och kemiska förhållanden som orsakas av bygg- och driftverksamheten.

Det här skedet förutsätts bestå under en period av några tiotals år upp till hundra år, beroende på hur snabbt bygg- och driftverksamheten fortskrider och på det totala antalet kapslar som ska deponeras.

10.2.1 Närområdets termiska utveckling

Den ostörda bergtemperaturen på förvarsdjup är omkring 11,2 °C, se avsnitt 6.2 i **Datarapporten**. Vid berguttaget påverkas denna temperatur i någon mån genom ventilation av de utsprängda bergutrymmena. Denna effekt är liten och betydelsen försumbar jämfört med den termiska inverkan från resteffekten hos det använda kärnbränsle som deponeras efter hand. Detta kommer att ändra bergets temperatur under tusentals år och behandlas därför mer utförligt i avsnitt 10.3.4, som utgör en del av beskrivningen av förvarsutvecklingen under den inledande perioden med tempererat klimat efter förslutning.

Eftersom förvaret byggs och tas i drift gradvis kommer den termiska påverkan från bränslets resteffekt eventuellt även att ha betydelse under bygg- och driftskedet. Den fråga som är relevant för säkerheten är emellertid de högsta temperaturerna över tiden. Enligt de termiska analyser som utförts av /Hökmark et al. 2010, kapitel 5/ underskattas den maximala bufferttemperaturen med mindre än 0,2 °C om samtidig deponering antas, jämfört med ett fall där kapslar deponeras på ett sekventiellt sätt (exempelvis från deponeringsområde till deponeringsområde) med en hastighet av två eller fyra dagar per kapsel. Vissa deponeringssekvenser kan, även om de kanske är opraktiska, resultera i högre temperaturer för ett litet antal kapslar. Detta diskuteras vidare i avsnitt 10.3.4.

Identifierade osäkerheter och hur de hanteras i den efterföljande analysen

Som redan konstaterats återfinns diskussionen om den termiska utvecklingen under byggskedet i avsnitt 10.3.4.

10.2.2 Mekanisk utveckling hos berget i närområdet till följd av berguttag

Bergmassan på förvarsdjup befinner sig i ett förspänt mekaniskt tillstånd, nämligen den bergspänning som råder på platsen innan bergarbetena påbörjas. Bergarbetena, dvs berguttaget, skapar en begränsad omlagring av dessa *in situ* spänningar. Det ger upphov till flera bergmekaniska frågeställningar för byggarbetet, till exempel risken för bergutfall i bergutrymmena, spjälkning eller instabilitet i viktiga bergblock. Dessa teknikrelaterade bergmekanikfrågor utvärderas inom ramarna för arbetet med projekteringen av förvaret. De avrapporteras i projekteringsrapporten /SKB 2009b/ och är i hög utsträckning av liten betydelse för den långsiktiga säkerheten. Som diskuteras ytterligare i kapitel 5 och analyseras fullständigt i **Berglinjerapporten** måste utformningen och bygget av bergutrymmena följa specifika konstruktionsförutsättningar som utgår från ett långsiktigt säkerhetsperspektiv /SKB 2009a/.

Följande mekaniska processer, som är relaterade till berguttaget och perioden då förvaret står öppet, kan eventuellt få konsekvenser för säkerheten (säkerhetsfunktionerna hänvisar till figur 10-2):

- Uppkomsten av en skadad zon (Excavation Damaged Zone, EDZ) och annan inverkan på bergets permeabilitet (säkerhetsfunktion R2ab, se figur 10-2).
- Spjälkning (säkerhetsfunktion R2b och även säkerhetsfunktioner hos bufferten som direkt eller indirekt beror på buffertens densitet).
- Reaktivering av sprickor (säkerhetsfunktion R2ab och R3b).
- Framkallade seismiska händelser (säkerhetsfunktion R3bc).

Dessa frågor analyseras i **Berglinjerapporten** och det resulterande initiala tillståndet sammanfattas i avsnitt 5.2.3 i denna rapport. För att göra beskrivningen transparent upprepas emellertid de slutsatser som är relevanta för säkerheten i följande underavsnitt, tillsammans med de uppskattade konsekvenserna för säkerhetsfunktionerna.

EDZ och spjälkning i deponeringshål

Borring av deponeringshål bedöms inte resultera i några väsentliga skador på det omgivande intakta berget. Som fastställts i avsnitt 5.2.3 och i kapitel 6 i **Berglinjerapporten**, visar resultaten från en omfattande litteraturstudie /Bäckblom 2009/ att med tekniker för mekanisk vertikal fullortsborring i stabilt berg begränsas djupet för den skadade zonen (EDZ) till mindre än några få centimeter i det berg som omger deponeringshålet. Den hydrauliska konduktiviteten i en sådan zon uppgår till i storleksordningen 10^{-10} m/s eller mindre. Därigenom råder hög tilltro till att lämpliga bergförhållanden råder för referensutformningen och till att den med EDZ förknippade axiella transmissiviteten i deponeringshål därför skulle vara mindre än 10^{-10} m²/s. Storleksordningen för den konnekterade effektiva transmissiviteten kan emellertid förändras på grund av att spjälkning förekommer.

Om de initiala spänningarna är tillräckligt stora redan före berguttaget kan spjälkning inträffa under driftfasen som en direkt följd av den spänningsomlagring som berguttaget kan leda till. I **Berglinjerapporten** sägs, baserat på analyser gjorda av /Martin 2005/ och en tredimensionell elastisk spänningsanalys presenterad i projekteringsrapporten /SKB 2009b/, att i fallet med den ”mest sannolika” spänningsmodellen tyder resultaten på att cirka 100–200 deponeringshål (av 6 000) kommer att få ett spjälkningsdjup (överberg) på mer än 5 cm, förutsatt att deponeringstunnlarna är riktade mellan 0 och 30 grader jämfört med riktningen för den största horisontella spänningen. På grund av osäkerhet beträffande spänningar har även en alternativ ”osannolik maximal” spänningsmodell beaktats. För den ”osannolika maximala” spänningsmodellen måste deponeringstunnlarna ligga parallellt med den största horisontella spänningen, men antalet deponeringshål med ett spjälkningsdjup på mer än 5 cm är ungefär detsamma.

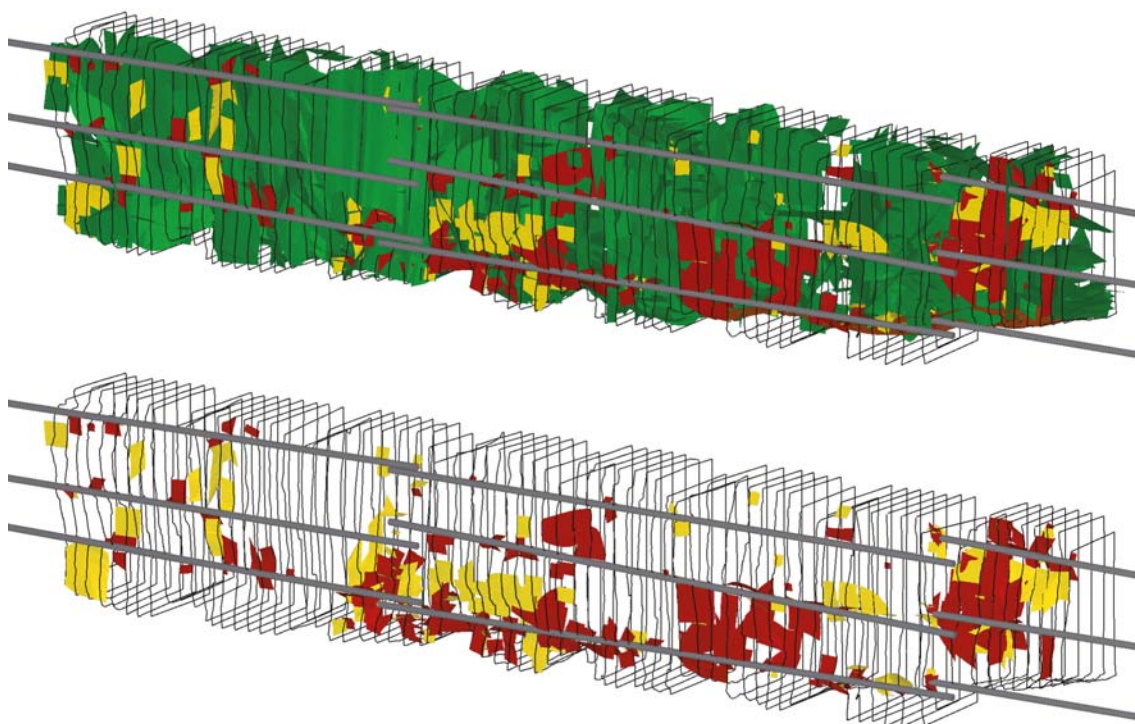
Om spjälkning skulle äga rum före inplaceringen av avfallet, skulle den nuvarande referensmetoden enligt **Berglinjerapporten** vara att avlägsna löst bergmaterial från områden med lokal spjälkning av bergväggarna. Större överberg kan till exempel behöva fyllas med bentonitstycken eller med bentonitpelletar före eller under installation av bentonitbufferten. Den yttersta åtgärden är att underkänna deponeringshålet. På så vis borde det vara säkerställt att deponeringshål alltid kommer att ha försumbar EDZ inför inplaceringen av avfallet. Avslutningsvis förväntas de få fallen med spjälkning före inplacering av kapslarna inte påverka säkerheten, förutsatt att de åtgärder som förutses i **Berglinjerapporten** genomförs.

Nya sprickor bildade nära tunneln till följd av berguttaget – hur en "EDZ" uppkommer

Möjligheten att de skador som drabbar berget vid berguttag genom borrhning och sprängning leder till zoner med ökad axiell permeabilitet är uppmärksammas sedan lång tid tillbaka. För SR-Site definieras EDZ som *den del av bergmassan närmast bergutrymmet som drabbats av irreversibel deformation där skjuvning av befintliga sprickor såväl som utbredning och utveckling av nya sprickor ägt rum*, eftersom detta är den långsiktiga säkerhetsaspekt som är av betydelse för förvar i kristallint berg. Det konstateras att det finns andra definitioner av EDZ som kan passa bättre för andra deponeringsprinciper. Naturligtvis kan det också finnas reversibla effekter som, tillsammans med rent hydrodynamiska förändringar, kan påverka inflödet till öppna tunnlar. Dessa så kallade naturliga tätningseffekter (skin effects) har begränsad betydelse för de långsiktiga säkerhetsfunktionerna, eftersom de enbart uppträder när förvaret är öppet.

Som framgår av avsnitt 5.2.3 och i kapitel 6 i **Berglinjerapporten**, är det möjligt att kontrollera borrhningen och sprängningen av tunnlar så att det inte utvecklas någon kontinuerlig sprickbildning längs med tunnelns axialriktning. Detta fastslogs redan i SR-Can utifrån erfarenhet från berguttaget för TASQ-tunneln vid Äspölaboratoriet /Olsson et al. 2004/ och har bekräftats ytterligare genom underhandsresultaten från demonstrationsförsöket med tekniker för skonsam sprängning vid Äspölaboratoriet /Olsson et al. 2009, Ericsson et al. 2009/. Dessa visar att sprängningsinducerade sprickor i bergets sidoväggar framför allt är radiella och att sådana sprickor inte kommer att vara kontinuerliga längs tunnelns axialriktning över någon längre sträcka, se figur 10-5. Dessutom talar tillgänglig litteratur för att den hydrauliska konduktiviteten i tunnlar som drivits genom borrhning och sprängning ligger på en nivå motsvarande 10^{-8} m/s /Bäckblom 2009/, även om denna konduktivitet möjligen skulle kunna vara väldigt lokal och inte alls behöver vara orsakad av aktiviteterna vid berguttaget. Befintliga sprickor som är parallella med tunneln kan emellertid reaktiveras enligt diskussionen i nästa avsnitt.

Sammanfattningsvis går det att finna tillräckligt med belägg för att de sprickor som induceras av berguttaget genom borrhning och sprängning inte kommer att resultera i en konnektad zon längs med tunneln med en transmissivitet som ligger över den maximalt tillåtna transmissiviteten enligt konstruktionsföresättningar. I själva verket tyder data på att en kontinuerlig EDZ inte skulle utvecklas över huvud taget. Givet att förekomsten av EDZ för närvarande bara kan analyseras genom indirekta mätningar, verkar det emellertid berättigt att överväga en EDZ i enlighet med



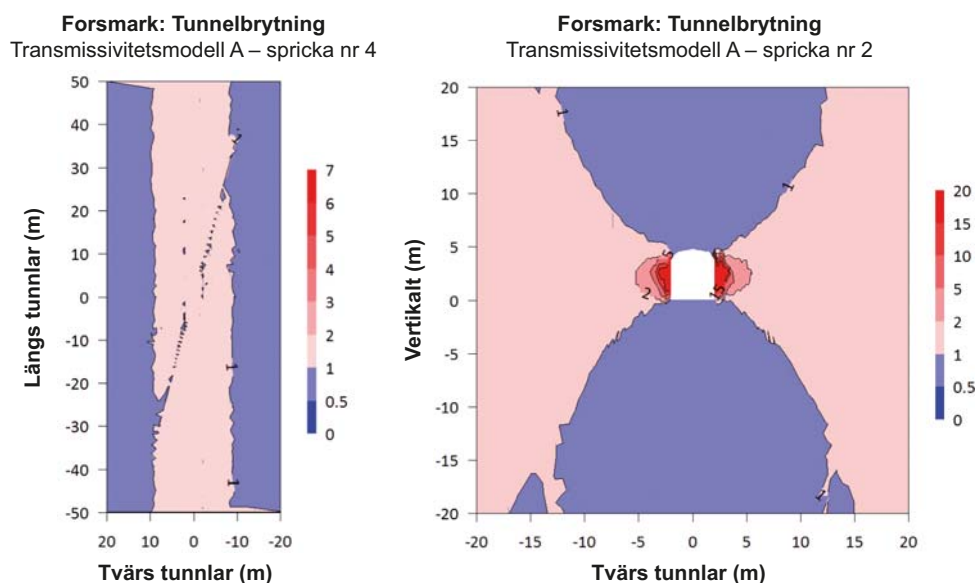
Figur 10-5. Övre delen: Borrhål, skivor och alla tolkade sprickor (naturliga sprickor; sprängningsprickor och sprängningsorsakade sprickor). Undre delen: Dito men med enbart sprängningsprickor och sprängningsorsakade sprickor. Återgivet från /Olsson et al. 2009, figur 7-9 och 7-10/. Längden på testområdet är 8 m och höjden är 1,5 m.

konstruktionsförutsättningarna, dvs med en axial transmissivitet på 10^{-8} m²/s, som ett grundläggande antagande för fortsatta analyser. Dessutom verkar det även berättigat att undersöka hur transmissiv en EDZ behöver vara för att på ett avgörande sätt påverka andra säkerhetsfunktioner såväl som att studera påverkan av att det inte finns någon axiellt kontinuerlig EDZ alls. Ytterligare diskussioner i detta ämne, tillsammans med indata för SR-Site, finns i avsnitt 6.5 i **Datarapporten**.

Reaktivering av sprickor

Den spänningsomlagring som blir följden av berguttaget för en tunnel kan reaktivera existerande sprickor i närområdet. Processen har modellerats i en uppsättning numeriska analyser /Hökmark et al. 2010/ med utgångspunkt i erfarenheten från ett liknande angreppssätt som använts för SR-Can /Hökmark et al. 2006/. I korthet används det tredimensionella diskontinuumprogrammet 3DEC för att bestämma spänningsomlagringseffekter i uppsprucket berg i närområdet. Därefter används resultaten för att uppskatta möjliga permeabilitetsförändringar till följd av skjuvning och deformationer av sprickorna i normalriktningen. Den numeriska analysen täcker in en serie händelser som sträcker sig från berguttaget för tunneln till de mekaniska effekterna av islast, med gränssättande spänningar som erhållits från storskaliga tredimensionella simuleringar av mekanisk växelverkan mellan is, jordskorpa och jordmantel. Relevanta förändringar, dvs förändringar som sträcker sig mer än ett par meter från öppningarna, uppträder bara efter att den termiska belastningen inletts, exempelvis med start från den inledande tempererade perioden. Fler detaljer av modelleringen beskrivs därför senare, exempelvis med början i avsnitt 10.3.5.

Analysen visar att normalspänningen som sprickor som är parallella med tunneln – och som ligger nära tunnelväggen eller tunnelsulan – utsätts för kommer att minska till några få MPa inom avsevärda avstånd. Sprickor som skär tunneln med en vinkel på bara några tiotal grader kommer däremot att uppvisa betydande spänningsminskningar bara mycket nära tunneln. Eftersom flacka sprickor redan har relativt låg normalspänning är påverkan på den relativa transmissiviteteten hos en horisontell spricka emellertid ganska liten, se figur 10-6 (till vänster). Vidare kommer stora sprickor, som står i förbindelse med det konnekterade spricknätverket, inte i realiteten att vara parallella med tunneln över längre sträckor där det finns deponeringshål. Framför allt eftersom deponeringshål som korsas av sprickor vilka korsar mer än fyra deponeringshål kommer att underkännas enligt EFPC, se avsnitt 5.2.2. För brant stupande sprickor, som nästan är parallella med tunneln, är transmissivetsförändringen som mest en faktor sex till sju med avseende på den skärande sprickan, se figur 10-6 (till höger). Detta gäller emellertid ett begränsat område. Det betyder att denna effekt kan försummas, eller åtminstone att den håller sig inom den antagna gränsen för EDZ på 10^{-8} m²/s längs med tunneln.



Figur 10-6. Relativ transmissivetsförändring till följd av spänningspåverkan från tunnelns rand i en spricka (till vänster) parallell med tunnelsulan och (till höger) i en vertikal spricka som skär tunneln med liten vinkel. Se figur 10-19 för en illustration av hur de modellerade sprickorna skär deponeringstunneln. Modifierat efter figurerna 8-16 och 8-12 i /Hökmark et al. 2010/.

Inducerad seismisk aktivitet

Sprängningsverksamheten kan orsaka seismisk aktivitet genom att bilda nya sprickor eller reaktivera tidigare existerande sprickor. Enligt de argument som framförs i **Processrapporten för geosfären** behöver dock ingen av dessa möjligheter övervägas ytterligare i SR-Site. Enligt den fortsatta diskussion som förs i avsnitt 4.3.7 i **Processrapporten för geosfären**, skulle seismiska händelser som kan skada integriteten hos redan deponerade kapslar kräva ett inducerat jordskalv i storleksordningen magnitud 5. För att hysa ett sådant jordskalv måste strukturen ha en skadezon som överskrider en kvadratkilometer. Det är osannolikt att en sådan struktur skulle finnas kvar oupptäckt efter tunnelkartering. Dessutom finns det inget som bevisar att de deviatoriska spänningar som för dagens spänning finns i svensk berggrund på förvarsdjup räcker till för att ge kraft åt seismiska händelser med magnituden 5.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Diskussionen ovan används för att dra en rad slutsatser när det gäller osäkerheterna och den efterföljande hanteringen av dessa i SR-Site-analysen i relation till den mekaniska utvecklingen under byggskedet.

- Det finns ingen säkerhetsrelaterad påverkan för de få fall med spjälkning före kapselinplacering som förväntas, förutsatt att de åtgärder som förutses i **Berglinjerapporten** genomförs. Värmeutveckling från redan deponerade kapslar kan öka spänningarna och förorsaka spjälkning i och ytterligare förlust av hål före inplaceringen av kapslarna. Detta medger att fenomenet i fråga utesluts från riskberäkningen.
- Det finns tydliga belägg för att en EDZ som uppkommer under berguttaget kommer att hållas under den maximalt tillåtna transmissivitet som angetts av konstruktionsförutsättningarna. Data antyder dessutom att en kontinuerlig EDZ inte skulle utvecklas alls. Givet att förekomsten av EDZ för närvarande bara kan analyseras genom indirekta mätningar, verkar det emellertid vara berättigat att överväga en EDZ i enlighet med konstruktionsförutsättningarna, dvs med en axiell transmissivitet på 10^{-8} m²/s som ett grundläggande antagande för fortsatta analyser. Dessutom verkar det även vara berättigat att undersöka hur transmissiv en EDZ behöver vara för att signifikant påverka andra säkerhetsfunktioner, såväl som att studera påverkan av att inte ha någon axiellt kontinuerlig EDZ alls. En grundligare diskussion om dessa frågor, tillsammans med indata för SR-Site, återfinns i avsnitt 6.5 i **Datarapporten**. Denna osäkerhet förs sedan vidare till en uppsättning distinkta beräkningsfall för den hydrogeologiska analysen.
- Reaktivering av sprickor orsakad av spänningsomlagring resulterar enbart i obetydliga ökning av transmissiviteten i sprickor i närområdet, bortsett från mycket lokalt nära tunneln. Dessa begränsade områden med ökad transmissivitet kommer att ha liten betydelse, om inte sprickan är belägen nära tunnelsulan och approximativt parallell med denna. I realiteten kommer emellertid inte stora sprickor som står i förbindelse med konnekterade spricknätverk att vara varaktigt parallella med tunneln med deponeringshål, särskilt eftersom deponeringshål korsade av sprickor som skär mer än fyra deponeringshål kommer att underkännas i enlighet med EFPC. Det betyder att denna effekt kan försummas, eller åtminstone att den håller sig inom EDZ-antagandet, 10^{-8} m²/s längs med tunneln.
- Inducerad seismisk aktivitet: Konsekvenserna av inducerad seismisk aktivitet kan uteslutas från riskberäkningen.

10.2.3 Hydrogeologisk utveckling

Under bygg- och driftskedet kommer det att råda atmosfärstryck i tunnarna. Inflödet av vatten till det öppna förvaret kommer att bero av de hydrauliska egenskaperna hos de skärande vattenförande sprickorna. Inflödet kan leda till en omdirigering av flödet och ändringar i grundvattnets flödesmönster, vilket eventuellt leder till en sänkning av grundvattennivån, infiltration av ytnära vatten till de djupare delarna av berggrunden och uppträngning av djupare liggande salt vatten. Den faktiska inverkan beror huvudsakligen på permeabilitetsfördelningen i berget, förvarslayouten och på berggrummens täthet. Den sistnämnda beror i sin tur av hur effektiv injekteringen är. För att fastställa omfattningen av dessa effekter har simuleringar av grundvattenflödet utförts. Simuleringarna har baserats på de hydrogeologiska modeller som utvecklats som en del av **Platsbeskrivning Forsmark**. Det övergripande syftet har varit att fastställa effekterna av ett öppet förvar på platsens hydrogeologiska och hydrogeokemiska förhållanden, dvs säkerhetsfunktionerna R1 och R2 i figur 10-2.

De förväntade effekterna av driftskedet med betydelse för den långsiktiga säkerheten är kopplade till förändringar i grundvattnets flöde och kemi. Inflödet i tunnlar och deponeringshål under driftskedet är relevant både för projekteringsfrågor och för den långsiktiga säkerheten. Eventuella ytnära effekter som avsänkning av grundvattenytan är av primärt intresse för Miljökonsekvensbeskrivningen.

Metodik

Modelleringen av grundvattenflödet under bygg- och driftskedet som utförts av /Svensson och Follin 2010/ med hjälp av modelleringsverktyget DarcyTool har följande centrala komponenter:

- Ett ostrukturerat beräkningsnät som tillåter att nätets upplösning varierar i rummet. För SR-Site används en hög upplösning i närheten av förvaret.
- En algoritm som tillåter detaljerade inflödessimuleringar till förvaret och dess deponeringshål, inklusive analyser av injekteringseffektivitet
- En algoritm som tillåter simuleringar av variationer i grundvattenytans nivå. För SR-Site analyseras störningen av grundvattenytan (avsänkningen) som en funktion av injekteringseffektiviteten.
- Flöde där vattnets densitet beror av salthalten. För SR-Site analyseras potentialen för uppträning av saltare vatten som finns på djupet.
- En algoritm för att simulera vattenmättnaden hos återfyllnadsmaterialet i återfyllda tunnlar. För SR-Site analyseras vattenmättnadsprocessen för det initialt omättade återfyllningsmaterialet på ett flertal sätt. De resultat som rapporteras av /Svensson och Follin 2010/ presenteras i avsnitt 10.3.6.
- Rumsligt varierande egenskaper för ett ekvivalent kontinuerligt poröst medium (ECPM). I SR-Site härleds ECPM-egenskaperna genom att skala upp realiseringar av deformationszoner och diskreta spricknätverk (DFN) som togs fram i modelleringen av grundvattenflödet under tempererade klimatförhållanden med hjälp av modelleringsverktyget ConnectFlow /Joyce et al. 2010/, se avsnitt 10.3.6.

Vid ECPM-modellering tilldelas den hydrauliska konduktiviteten ett lågt värde för alla de delar av beräkningsnätet som inte innehåller sprickor. Förutom resultat baserat på ECPM-modellering tillhandahåller /Svensson och Follin 2010/ också resultat för ett alternativt angreppssätt där de delar av beräkningsnätet som inte innehåller sprickor tas bort, dvs ett ekvivalent diskontinuerligt poröst medium (EDPM) skapas. /Selroos och Follin 2010/ drar slutsatsen att EDPM-modellering är av särskilt intresse vid beräkning av vilka deponeringshål som utesluts på grund av för höga inflöden, se nedan för närmare detaljer.

Utförda analyser och användning inom SR-Site

De olika beräkningsfall som /Svensson och Follin 2010/ utfört med relevans för bygg- och driftskedet listas nedan. Det anges även var de resultat som producerats för varje fall används inom de efterföljande analyserna i SR-Site.

- **Avsänkning av grundvattenytan, infiltration av ytvatten och ytnära grundvatten, samt uppträning av djupt liggande salt grundvatten.** Under förvarets driftskede råder atmosfärstryck i tunnarna, dvs omgivande vatten flödar in i tunnarna. Detta kan innebära en avsänkning av grundvattenytan och en förändring av vattensammansättningen på förvarsdjup. Uppträning av djupt liggande salt grundvatten kan också komma att ändra vattensammansättningen på förvarsdjup. Beräknade förändringar i grundvattenytans nivå används som indata i ekologiska och andra typer av miljöanalyser under bygg- och driftskedet, se avsnitt 10.1.3. Beräknade förändringar i vattnets salthalt används som indata i SR-Site för analyser av grundvattenkemin på förvarsdjup under bygg- och driftskedet.
- **Inflödesberäkningar.** Eftersom atmosfärstryck råder i tunnarna under driftskedet påverkas de omgivande, naturliga hydrauliska gradienterna och strömning kommer att ske i riktning mot tunnarna. Beroende på vilka tunnlar som är öppna (aktiva) och vilka som är stängda (återfyllda) samt graden av injekteringseffektivitet kommer inflödets fördelning och omfattning att variera i rum och tid. Resultaten från dessa beräkningar används i första hand vid projektering /SKB 2009b/ men också i analysen av mekanisk erosion när deponeringshål och tunnlar återfylls, se avsnitt 10.2.4.

- **Inflödeskriterier för deponeringshål.** De deponeringspositioner som förknippas med de högsta specifika grundvattenflödena (Darcyflöden) under mättade förhållanden ger de svåraste konsekvenserna i form av buffererosion och kopparkorrosion, se avsnitten 10.3.11, 10.3.13, 10.4.8 och 10.4.9. Eftersom det finns en viss korrelation i flödeskaraktistiken mellan öppna och mättade förhållanden, samt att det är önskvärt att undvika deponeringspositioner med höga Darcyflöden under mättade förhållanden, utfördes en analys beträffande värdet av att tillämpa sovringskriterier för deponeringshål på grund av för höga inflöden under bygg- och driftskedet, se /Selroos och Follin 2010/ för detaljer. De potentiella fördelarna med att ett sovringskriterium för deponeringshål som är baserat på inflöde under öppna förhållanden diskuteras vidare i avsnitt 14.3.

Avsänkning av grundvattenytan, infiltration av ytvatten och ytnära grundvatten, samt uppträning av djupt liggande salt grundvatten

Tre olika driftssteg, A–C, beaktas i modelleringen, se figur 10-7. Modelleringen sker i sekvens, där det första steget, steg A, varar i 15 år, steg B varar i 15 år och steg C varar i 20 år. Med andra ord är den totala drifttiden 50 år. Den sekventiella modelleringen innebär att vissa delar av förvaret hålls öppna, medan andra delar är stängda beroende på att de inte byggts ut än eller på att de redan har återfyllts. För varje steg utvärderas tre olika nivåer av injekteringseffektivitet. Dessa är:

- Nivå I: Den hydrauliska konduktiviteten för alla delar av beräkningsnätet som står i kontakt med förvaret har ett maximivärde på 10^{-7} m/s.
- Nivå II: Den hydrauliska konduktiviteten för alla delar av beräkningsnätet som står i kontakt med förvaret har ett maximivärde på 10^{-8} m/s.
- Nivå III: Den hydrauliska konduktiviteten för alla delar av beräkningsnätet som är i kontakt med förvaret har ett maximivärde på 10^{-9} m/s utom när den modellerade, ej injekterade hydrauliska konduktiviteten är 10^{-6} m/s eller större. I dessa positioner har den hydrauliska konduktiviteten ett maximivärde på 10^{-8} m/s.

Resultat har tagits fram för samtliga kombinationer enligt ovan. Här presenteras emellertid bara en uppsättning beräkningsresultat. Den valda kombinationen representerar driftssteg C och injekteringsnivå II.

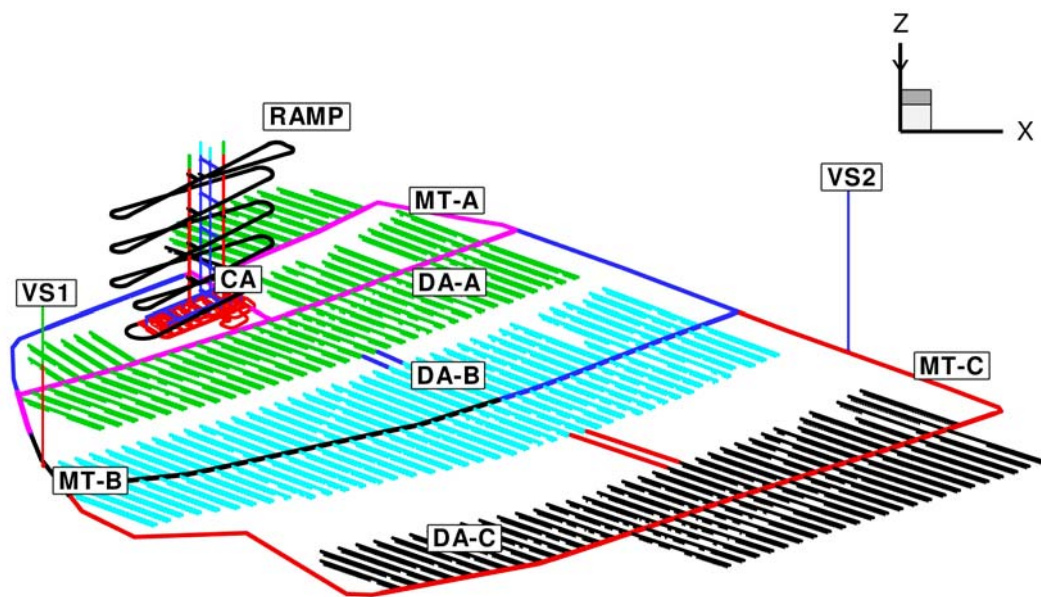
Driftssteg C innebär de största inflödena och därmed den kraftigaste störningen av det initiala salthaltsfältet. Eftersom driftssteg C är det sista steget har de kemiska förhållandena redan i viss utsträckning störts under de föregående driftsstegen. Den beräknade avsänkningen är relativt liten med maximivärden på omkring en meter utom i förvarets centralområde (CA), där en avsänkning på ungefär 10 m uppskattas /Svensson och Follin 2010/.

Vid en jämförelse av salthalten under driftssteg C med salthalten före byggandet av förvaret är det värt att notera att en utspädning äger rum omkring de flesta av förvarets delar. Utspädningen beror på att sött ytvatten och sött ytligt grundvatten dras ner mot förvarsdjup. Det noteras även att ytvatten med högre saltinnehåll kan komma att infiltrera ner i berget i de delar som ligger under Östersjön. En uppträning av djupt vatten med högre salthalt återfinns bara kring centralområdet med ramp och schakt.

Inströmningsområdet för vatten som kommer in i förvaret beräknas genom så kallad reverserad partikelspärning. Resultaten i /Svensson och Follin 2010/ indikerar att större delen av inströmningsområdet till förvaret är lokaliserad rakt ovanför anläggningen, dvs som väntat inom en liten påverkansradie.

Slutförvaret för använt kärnbränsle och SFR-anläggningen¹⁶ kommer sannolikt att vara i drift samtidigt. /Svensson och Follin 2010/ simulerar flera olika driftfall för de två förvaren som ett sätt att klargöra deras eventuella hydrauliska interferens. Sammanfattningsvis konstateras att slutförvarets inströmningsområde inte inkluderar SFR-anläggningen under den period då båda förvaren är i drift. Detta har flera orsaker, exempelvis att SFR-anläggningen är belägen under havsytan, närvaron av den regionala och mäktiga, branta Singözonen som skär i rät vinkel genom tvärsnittet mellan de två förvaren, samt det faktum att det uppstår en vattendelare till följd av pumpningen som behövs för att hålla de båda förvaren öppna.

¹⁶ SFR-anläggningen för lågt och medelaktivt avfall är belägen utanför det avsedda förvarsområdet ungefär en kilometer norr om slutförvaret på ett djup motsvarande 50–100 m under Östersjön.



Figur 10-7. Definition av olika delar av den studerade förvarslayouten. Modelleringen avser tre driftsteg (A–C) och tre möjliga injekteringsnivåer för varje steg. De tre stegen betecknas av gröna, turkosa och rosa färger. DA = deponeringsområde, MT = transport- och stamtunnel, VS = ventilationsschakt, CA = centralområde.

Inflödesberäkningar

Det beräknade inflödet under de olika driftsstegen och injekteringsnivåerna baserat på ECPM-modellnätet presenteras i tabell 10-1. De totala inflödena varierar mellan 8 och 51 l/s beroende på driftsteg (A–C) och injekteringseffektivitetens nivå (I–III). För det fall som diskuteras ovan, dvs driftsteg C och injekteringsnivå II, uppgår inflödet till 28 l/s. Inflödena inträffar vanligen i förvarets gränsområden. Detta beror på det faktum att de största gradienterna återfinns i gränsområdena mellan förvaret och de omgivande bergvolymerna. Av ytterligare intresse att notera är att för injekteringsnivå I, dvs den lägsta injekteringseffektiviteten, äger huvudinflödena rum i rampen. Rampen går igenom de transmissiva bankningsplan som finns på grunda djup i Forsmark /Follin 2008/. Därmed förekommer stora inflöden i fallet med låg injekteringseffektivitet.

Känsligheten i inflöden testas genom att en andra realisering av det underliggande spricknätverket används i kombination med heterogena deformationszoner, se /Svensson och Follin 2010/ för fler detaljer och /Selroos och Follin 2010/ för en mer ingående diskussion. Vid den jämförelsen används injekteringsnivå II i kombination med att hela förvaret hålls öppet. Det är värt att notera att i realiseringen av basfallet har varje deformationszon ett unikt men homogent värde för den hydrauliska konduktiviteten, inklusive en konstant trend med djupet. Därmed är de resulterande värdena baserade på en andra realisering inte direkt jämförbara med värdena i tabell 10-1. Realiseringen av basfallet ger ett totalt inflöde på 31,2 l/s, medan den andra realiseringen ger ett totalt inflöde på 33,4 l/s. Storleken på de totala inflödena såväl som variabiliteten i inflöde mellan de två realiseringarna kan betraktas som liten.

Inflödeskriterier för deponeringshål

I enlighet med konstruktionsförutsättningarna /SKB 2009a/ gäller att ”den totala vattenvolym som strömmar in i ett deponeringshål, för tiden från det att bufferten exponeras för inströmande vatten till mättnad, ska begränsas för att säkerställa att högst 100 kg av det initialt deponerade buffertmaterialet går förlorat på grund av kanalbildning och erosion.” Detta betyder, enligt nuvarande kunskap, att den totala volymen av vatten som strömmar in i ett godkänt deponeringshål måste vara mindre än 150 m³.

Tabell 10-1. Beräknade inflöden (l/s) till olika delar av förvaret för tre nivåer av injekterings-effektivitet (I–III) och tre driftssteg (A–C). CA = centralområde, DA = deponeringsområde, MT = transport- och stamtunnlar, VS = ventilationsschakt.

Del av förvaret	Injekteringsnivå I			Injekteringsnivå II			Injekteringsnivå III		
	Driftssteg			Driftssteg			Driftssteg		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C
CA	4	4	5	2	2	2	1	1	1
DA-A	6	–	–	4	–	–	3	–	–
DA-B	–	8	–	–	6	–	–	3	–
DA-C	–	–	9	–	–	8	–	–	4
RAMP	16	17	17	6	6	6	2	2	2
MT-A	6	6	7	4	4	5	2	2	2
MT-B	–	1	1	–	1	1	–	0	0
MT-C	–	–	9	–	–	5	–	–	2
VS1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
VS2	–	2	2	–	1	1	–	0	0
Totalt	33	39	51	17	21	28	8	8	11

I referensutförningen, se avsnitt 5.2.3, bedöms det som att denna konstruktionsförutsättning uppfylls ifall:

- Potentiella deponeringshål med inflöden större än 0,1 l/min undviks (inflödeskriterium nr 1 i /Svensson och Follin 2010/).

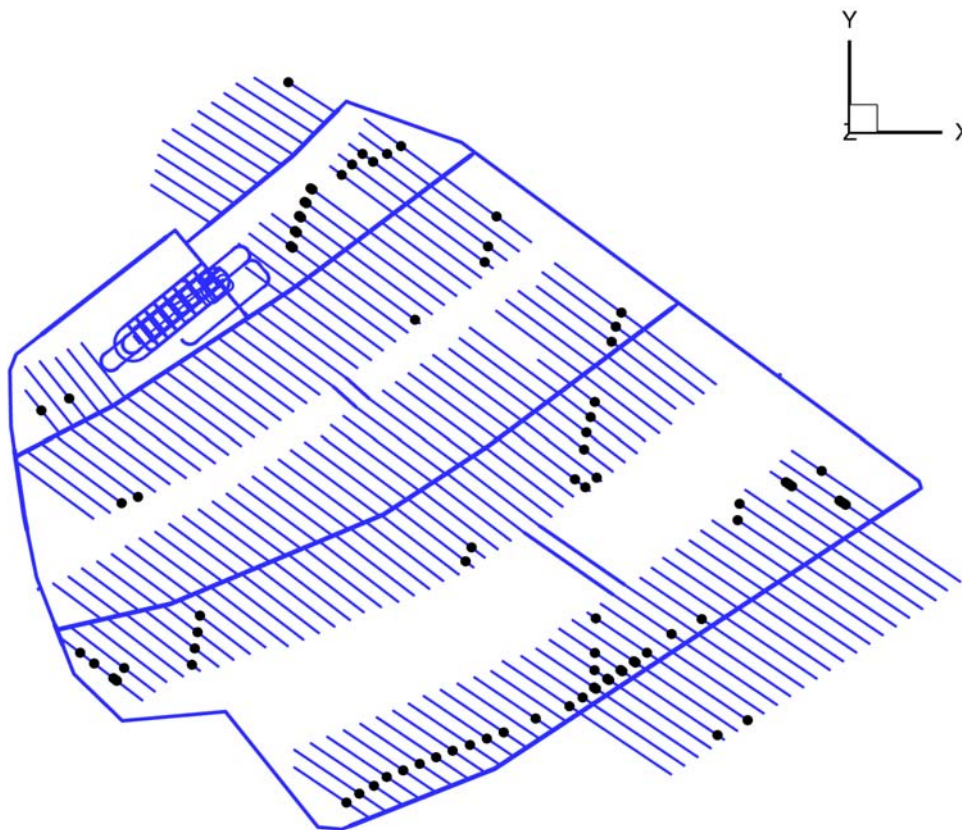
Som förklaras ovan är det också av intresse att utvärdera i vilken grad deponeringshål med för höga inflöden under driftfasen är korrelerade med deponeringshål med höga Darcyflöden under mättade förhållanden. Om så är fallet skulle det vara fördelaktigt för den långsiktiga säkerheten att undvika hål med för höga inflöden. För att undersöka detta används EDPM-metoden från /Svensson och Follin 2010/. Sovringskriterierna på grund av inflöden tillämpas på inflödesberäkningarna för driftskedet beskrivet ovan. Därefter registreras påverkan på fördelningen av ekvivalenta flöden och flödesrelaterat transportmotstånd för de återstående deponeringshålen. Utfallet av denna analys utvärderas ytterligare i avsnitt 14.3.

Figur 10-8 visar vilka deponeringspositioner som inte klarar inflödeskriterium nr 1 vid användning av basfallsrealiseringen och EDPM-modellnätet. Antalet uteslutna deponeringspositioner är 88 av totalt 6 916.

I /Selroos och Follin 2010/ utförs en analys för att utröna om sovringskriterierna vid för höga inflöden klarar att identifiera deponeringspositioner med hydrauliska egenskaper som är ogynnsamma för säkerheten på lång sikt, dvs deponeringshål med ett högt Darcyflöde under mättade förhållanden. Baserat på den korrelation som man funnit mellan inflödena till deponeringshålen under öppna förvarsförhållanden och Darcyflödet vid deponeringspositioner under mättade förhållanden dras slutsatsen att sovringskriterier vid för höga inflöden borde kunna identifiera deponeringshål med ogynnsamma egenskaper för den långsiktiga säkerheten. Dessutom förefaller sovringskriterierna vid för höga inflöden vara ett gott komplement till EFPC när det gäller att identifiera hydrauliskt ofördelaktiga deponeringspositioner. Resultatet av denna analys utvärderas ytterligare i avsnitt 14.3.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Allmän osäkerhet relaterad till den hydrogeologiska modelleringen, speciellt användningen av modellering med diskreta spricknätverk (DFN), diskuteras mer i detalj i avsnitt 6.6 i **Datarapporten** och i /Selroos och Follin 2010/. I avsnittet nedan dras en rad slutsatser som gäller osäkerheter i den hydrauliska utvecklingen under bygg- och driftskedet och deras efterföljande hantering vid analyserna i SR-Site, baserat på diskussionen i avsnitten ovan.



Figur 10-8. Illustration av de 88 deponeringspositioner, av totalt 6 916 positioner, som inte uppfyller inflödeskriterium nr 1 i /Svensson och Follin 2010/ vid användning av metoden med ett ekvivalent diskontinuerligt poröst medium (EDPM) och basfallsrealiseringen.

Avsänkning av grundvattenytan, infiltration av ytvatten och ytnära grundvatten samt uppträngning av djupt liggande salt grundvatten

Resultaten av analysen av avsänkning av grundvattenytan, infiltration av ytvatten och ytnära grundvatten, samt uppträngning av djupt liggande salt vatten används för att förstå den kemiska utvecklingen i och omkring förvaret under dess driftskede, se avsnitt 10.2.5. Resultaten utgör också en utgångspunkt för att bedöma grundvattenflödet under återmättnad, se avsnitt 10.3.6.

Detaljerade beräkningar av effekterna nära ytan av ett öppet förvar genomförs med MIKE SHE /Mårtensson och Gustafsson 2010/ som en del av analyserna av ekologiska och andra typer av konsekvenser under de nämnda faserna och används som grund för Miljökonsekvensbeskrivningen (MKB) /SKB 2010e, Werner et al. 2010/, se avsnitt 10.1.3. Baserat på denna jämförelse är det värt att notera att effekterna nära ytan, inklusive de förändringar i advektiv salthalt (vatten i sprickorna) kring förvaret som /Svensson och Follin 2010/ rapporterat, kan vara för stora. Följaktligen behövs inte någon ytterligare åtgärd för att hantera dessa osäkerheter i de efterföljande analyserna i SR-Site, eftersom den beräknade störningen av vattenkemin överdriver den troliga effekten av salthaltsminskningen.

Inflöde till förvaret

Det beräknade inflödet till förvaret används som indata för att bedöma utvecklingen av framför allt kanalbildning och erosion av buffert och återfyllning i de redan tillslutna deponeringstunnlarna under driftskedet, se avsnitt 10.2.4. Inflödena används också som indata för att utvärdera mättnaden av buffert och återfyllning, se avsnitt 10.3.8.

Algoritmen för beräkning av inflöden till tunnlar, som utgör en del av DarcyTools modelleringsverktyg, har verifierats mot en analytisk lösning och visat sig vara korrekt inom 10 procent /Svensson och Follin 2010/. ECPM-metoden kan emellertid innebära en överskattning av bergets vattengenomsläpplighet i jämförelse med en diskret modellering av spricksystemet. DarcyTools och modelleringsverktyget MIKE SHE har också jämförts för fallet med en tunnel omgärdad av ett

poröst medium. Skillnaden i totalt inflöde till det öppna förvaret ligger också här inom 10 procent /Mårtensson och Gustafsson 2010/. I den efterföljande SR-Site-analysen krävs ingen ytterligare åtgärd, eftersom det beräknade vatteninflödet sannolikt utgör en överskattning av det sanna inflödet.

Inflödeskriterier för deponeringshål

/Selroos och Follin 2010/ drar slutsatsen att EDPM-metoden, som den beskrivs i /Svensson och Follin 2010/, borde tillämpas på efterföljande analyser när sovringskriterier för deponeringshål med för höga inflöden utvärderas.

De potentiella fördelarna med att tillämpa hydrauliskt grundade kriterier för att utesluta deponeringshål diskuteras i avsnitt 14.3. De rön som görs där används i sin tur som underlag till en diskussion om behovet av att revidera konstruktionsförutsättningarna i avsnitt 15.5.

10.2.4 Utvecklingen av buffert, återfyllning och plugg

Under driftskedet kan buffert, återfyllning och pluggar som redan installerats komma att påverkas av det grundvattenflöde som tränger in i det öppna förvaret. Detta påverkar säkerhetsfunktionerna på följande sätt:

- När kapslarna inplacerats och deponeringstunnlarna har återfyllts placeras en plugg i änden av deponeringstunneln, se figur 5-22. Pluggen krävs för att återfyllningen i deponeringstunneln ska kunna upprätthålla sin barriärfunktion. Hur pluggen fungerar påverkar vattenflödet i återfyllningen och potentiellt även bufferten under förvarets driftskede när höga hydrauliska gradienter råder. En väl fungerande plugg krävs för att försäkra sig om att de säkerhetsfunktioner som är relaterade till buffertens och återfyllningens densitet, svälltryck och hydrauliska konduktivitet (Buff1, Buff2, Buff3, Buff5, Buff6 och BF1) upprätthålls.
- Så länge bufferten och återfyllningen inte har utvecklat ett tillräckligt svälltryck finns potential för kanalbildning och tillhörande erosionseffekter i dessa delar. Kanalbildning kan leda till erosion av bentonit. Erosion utgör en slags omfördelning av material inom förvaret. Detta kan förorsaka lägre densitet i vissa delar av bufferten och återfyllningen och kommer att påverka säkerhetsfunktionerna som är relaterade till buffert- och återfyllningsdensitet (Buff1, Buff2, Buff3, Buff5, Buff6 och BF1).
- Bentonitens svällningsegenskaper leder till att buffert- och återfyllningsmaterialet sväller och stänger öppna håligheter eller kanaler så att det bildas en mer homogen buffert eller återfyllning. Homogenisering av buffert och återfyllning är avgörande för att uppfylla säkerhetsfunktionerna med avseende på buffert- och återfyllningsdensitet (Buff1, Buff2, Buff3, Buff5, Buff6 och BF1).
- Bottenplattan består i sin referensutförning av en platta av låg-pH-betong, samt en övre och en nedre kopparplatta, se figur 5-23. Bottenplattans enda uppgift i deponeringshålet är att underlätta installationen av kapsel och buffert. Så snart som bufferten är installerad i deponeringshålet har bottenplattan ingen ytterligare funktion. Detta betyder emellertid inte att bottenplattan kan försummas vid analysen av förvarets långsiktiga säkerhet.

Ovanstående frågor behandlas i de följande underavsnitten.

Pluggens vattenmättnad och förseglande förmåga

Syftet med pluggen är att försegla deponeringstunneln och hålla återfyllningen på plats under driftskedet ända tills transporttunnlarna har återfyllts, vattenmättats och återfått sitt hydrostatiska vattentryck. Pluggen ska också begränsa flödet av vatten ut från den återfyllda deponeringstunneln till transporttunneln för att minimera effekterna av kanalbildning och efterföljande erosion. Pluggens konstruktion presenteras i figur 5-22, se avsnitt 5.7.2. Diskussionen i detta avsnitt avser prestanda för pluggens nuvarande konstruktion, men behandlades inte i **Produktionsrapporten för bufferten, återfyllningen och förslutningen**, som utgör grunden för referensutförningen i avsnitt 5.7.

Vattenmättnaden hos bentonitförseglingen i pluggen har modellerats /Åkesson et al. 2010a/. I dessa modeller tillverkades förseglingen – med en tjocklek på 0,7 m och belägen mellan betongpluggen och filtret – av bentonitblock och pelletar med en utformning som liknar återfyllningens. Under förutsättning att det finns god tillgång till vatten vid pluggen, antingen naturligt eller tillfört, är mättnadsprocessen ett tämligen trivialt endimensionellt bevättningsproblem. Om pelletarna som fyller förseglingen skulle förseglas snabbt skulle bevättningen bara äga rum från ena sidan. Den processen skulle ta omkring tjugo år. Om det å andra sidan pågår kanalbildning genom pelletfyllningen skulle bevättningen bli dubbelsidig, vilket skulle resultera i en mättnadstid på omkring fem år.

För att definiera pluggens nödvändiga prestanda antas det maximalt tillåtna samlade läckaget genom pluggen motsvara en viss andel av den tillgängliga porvolymen i de pelletfyllda spalterna i hela tunneln. Ett värde på 10 procent används som exempel i SR-Site. Även om förseglingen erbjuder det huvudsakliga motståndet kommer det att krävas tillgång till vatten och tid för att utveckla ett motstånd mot höga flöden. Under denna period kommer förseglingsförmågan att vara beroende av själva pluggen (eller i själva verket den låga transmissiviteten mellan betongen och berget). Dessa omständigheter innebär därmed en relation mellan: i) det maximalt tillåtna läckaget, ii) pluggens flödesmotstånd och iii) den tid som det tar för förseglingen att börja fungera.

Analysen av vilken förseglingsförmåga som pluggen och bentoniten behöver ha /Åkesson et al. 2010a/ visar att det krävs en apertur på mindre än cirka 5 μm i kontaktzonen mellan betongpluggen och bergytan för att uppnå ett tillräckligt högt flödesmotstånd i själva gränssytan mellan betongpluggen och berget. Detta gäller om hela vattentrycksgradienten bestäms av betongpluggen, utan att förseglingsförmågan hos lerförseglingen beaktas. En större apertur kan inte desto mindre vara acceptabel om den hydrauliska konduktiviteten för den pelletfyllda spalten i lerförseglingen tas med i beräkningen. Om denna konduktivitet är lägre än ungefär 10^{-10} m/s finns det inget behov av att förlita sig på gränssytan mellan plugg och berg. Det är värt att notera att detta värde är mycket högre än den hydrauliska konduktiviteten för den homogeniserade förseglingen vid den förväntade densiteten.

Kanalbildning med erosion

Ytterligare ett hydrauliskt problem under driftskedet rör kanalbildning och tillhörande erosionseffekter i bufferten och återfyllningen. Vatteninflödet till deponeringshålen kommer huvudsakligen att ske genom sprickor och kommer att bidra till bevätningen av bufferten. Om inflödet är koncentrerat till sprickor som är fyllda med mer vatten än den svällande bentoniten kan absorbera, uppkommer emellertid ett vattentryck i sprickan som påverkar bufferten. Eftersom den svällande bentoniten inledningsvis är en gel, med en densitet som ökar med tiden allt eftersom vatten går in djupare i bentoniten, kan gelen vara alltför mjuk för att stoppa vatteninflödet. Resultatet kan bli kanalbildning i bentoniten och ett kontinuerligt vattenflöde samt fortlöpande erosion av bentonitpartiklar. Det uppstår konkurrens mellan bentonitens svällningshastighet och flödes hastigheten genom bufferten samt buffertens erosionshastighet. Detta diskuteras ytterligare i **Processrapporten för bufferten, återfyllningen och förslutningen**.

Kanalbildning kommer att äga rum och kanalerna kommer att förbli öppna om följande tre förhållanden uppfylls samtidigt:

1. vattentrycket p_{wf} i sprickan när vattenflödet förhindras är högre än summan av det motverkande totala trycket från leran och lerans skjuvningsmotstånd,
2. lerans hydrauliska konduktivitet är så liten att vattenflödet in i leran förhindras tillräckligt för att vattentrycket ska upprätthållas vid p_{wf} ,
3. det finns utrymme nedströms för det flödande vattnet och de bortflyttade eroderade materialen så att kanalen kan förbli öppen.

Erosion uppträder om dragkraften på lerpartiklarna från vattenrörelsen är större än summan av friktions- och attraktionskrafterna mellan partiklarna och lerstrukturen.

Erosion kan äga rum till följd av kanalbildning och även på lång sikt i gränsszonen mellan lerorna och sprickorna i berget. Eftersom vattnets flödes hastighet i det senare fallet är mycket låg kommer erosion bara att vara viktig för kolloider som lämnar den lergel som har trängt in i sprickorna.

Följden av kanalbildning är en kanal som för det rinnande vattnet ut till torra eller ofyllda delar av förvaret. Eftersom leran sväller kommer kanalen att minska i storlek med tiden, men å andra sidan kommer erosionen att motverka detta genom att lösgöra bentonitpartiklar och på så vis öka kanalens storlek. Det råder därför konkurrens mellan svällande lera och eroderande lera. Om inflödet är litet och ökningen i vattentryck långsam kan kanalen förseglas innan vattnets jämviktstryck har uppnåtts.

Följden av kanalbildning är alltid att det uppstår erosion av material som lösgjorts från kanalerna. Det materialet transporteras i kanalerna tills det når ett område med mer stillastående vatten i återfyllningen, där det eroderade materialet kan sedimentera eller fortsätta ut från återfyllningen in till en öppen transporttunnel.

Efter fullständig vattenmättnad och homogenisering av bufferten och återfyllningen samt återetableringen av det hydrostatiska vattentrycket, kan vattentrycket separeras från svälltrycket enligt teorin för effektiv spänning. De kanaler och öppningar som orsakats av erosion kommer därför att läkas och ett svälltryck att etableras, förutsatt att densiteten och det resulterande svälltrycket är höga nog för att övervinna den interna friktionen. Efter det initiala stadiet är risken mycket liten för att kanalbildning ska uppträda igen, eftersom denna kräver en kraftig och snabb ökning av den lokala vattentrycksgradienten i berget vid kontakten med buffert eller återfyllning.

Problembeskrivning

Det finns en viss generell kunskap beträffande hur rinnande vatten interagerar med bentonit efter installation på förvarsdjup. Kunskapen är betydelsefull för hur buffertmaterialet uppför sig i deponeringshålet sedan det utsatts för det naturliga grundvatteninflödet.

- Innan svällning skett kan inte pelletfyllningen stoppa vatteninflödet, eftersom det vattentryck som kommer att uppstå ifall vatteninflödet stoppas ligger på en storleksordning av flera MPa medan svälltrycket hos pelletfyllningen inledningsvis bara är omkring 100 kPa.
- Det kommer att ta flera år för bufferten och ännu längre tid för återfyllningen att utveckla ett svälltryck som är tillräckligt högt för att stoppa vatteninflödet.
- Konsekvensen av detta är att när tunneln har fyllts av vatten efter installationen av pluggen kommer det löpande att bildas nya kanaler som leder vattnet vidare till tomma delar ända tills spalterna är fyllda med vatten. När dessa spalter är fyllda kommer vattentrycket i tunneln att börja öka. De hydrauliska gradienterna kommer då att tas upp av pluggen i stället för av bentoniten och inflödet kommer att minska starkt.
- Eftersom pelletfyllningen inte kan stoppa vatteninflödet kan det som en konsekvens finnas kanaler i pelletfyllningen i deponeringshålet som leder till tunneln. Detta är emellertid bara fallet om det finns ett inflöde av vatten i deponeringshålet.
- Ett stort antal mätningar av vatten som rinner i kanaler i bentonitpelletar eller på ytan av bentonitblock visar att det utströmmande vattnet innehåller bentonit som samlats upp till följd av erosion på vägen ut genom kanalerna. Vatten som rinner i kanaler ut från deponeringshålet kommer därför att transportera bentonit från deponeringshålet in i återfyllningen.

Då kanalbildning och efterföljande erosion inte kan förhindras genom pelletfyllning i bufferten eller återfyllningen är det viktigt att försöka uppskatta mängden bentonitmaterial som förloras genom erosion, särskilt från bufferten i deponeringshålet.

I SR-Can uppskattades förlusten med ett enkelt uttryck baserat på en beskrivning av /Börgesson och Sandén 2006/. Som ett uppskattat värde användes en förlust på 1–10 g torr bentonit per liter eroderande vatten.

Hydromekanisk modellering av de erosionsprocesser som förväntas under driftskedet har inte gjorts, eftersom det inte finns några modeller och verktyg. Mätningar visar emellertid att det går att sätta gränser för effekten av erosion. En empirisk modell av erosionshastigheten har utvecklats och används för att uppskatta erosionen i olika fall.

Erosionsuppskattningar i deponeringshål

Erosionen från ett deponeringshål ut till tunneln – och i någon mån troligen ut genom pluggen – är i stor utsträckning en funktion av den totala volymen eroderande vatten. Om vatteninflödet är stort kommer vatten först att fylla upp det öppna porutrymmet i pelletfyllningen både i bufferten och i återfyllningen innan någon betydande mängd vatten absorberas av buffert- eller återfyllningsblocken. Detta sker eftersom det inte finns något som hindrar vattenflöde i pelletarna, medan den mycket låga hydrauliska konduktiviteten i blocken begränsar vattenupptagningshastigheten i de senare. Därför är den volym av öppet porutrymme som är tillgänglig för vatten i pelletfyllningen en viktig parameter, men också de omätta porvolymerna i blocken och det möjliga läckaget genom pluggen är av betydelse. Det går heller inte att bortse från porvolymerna i blocken om det totala inflödet till tunneln är relativt lågt.

Enligt **Produktionsrapporten för bufferten** och **Produktionsrapporten för återfyllningen** utgör den tomma porvolymen i bufferten och återfyllningen i en 300 m lång tunnel med 50 deponeringshål cirka 1 050 m³. Ett visst läckage genom pluggen kan inte uteslutas, beroende av pluggens täthet. För närvarande är det inte känt hur täta dessa pluggar kan göras. Som ett illustrerande exempel antas det att ytterligare 20 procent av den totala volymen i tunneln kommer att läcka ut genom pluggen. Det ger upphov till *en total möjlig vattenvolym som skulle kunna rinna in i tunneln, V_s , av cirka 1 250 m³.*

Det har utförts ett stort antal erosionstester. Resultaten från några av dessa har presenterats i /Sandén et al. 2008/. Olika material, flödes hastigheter och flödeslängder har använts för testerna, men alla gjordes med horisontala flödesriktningar. Ett antal ytterligare tester har nyligen utförts för att simulera erosion i ett deponeringshål som framför allt äger rum i vertikal riktning i pelletfyllningen /Sandén och Börjesson 2010/. Baserat på dessa tester har en exponentiell erosionsmodell förslagsvis av /Sandén et al. 2008/ och /Sandén och Börjesson 2010/. Enligt modellen relateras den ackumulerade massan av eroderad bentonit till den ackumulerade massan av eroderande vatten.

Baserat på testerna föreslås en exponentiell erosionsmodell i enlighet med ekvationen nedan:

$$m_s = \beta \cdot (m_w)^\alpha$$

där

m_s = ackumulerad massa av eroderad bentonit (g)

m_w = ackumulerad massa av eroderande vatten (g)

$\beta = 0,02-2,0$ = parameter som definieras av den nivå av erosion som råder vid ett särskilt ackumulerat vattenflöde

$\alpha = 0,65$ = parameter som definieras av lutningen för det rätlinjiga förhållandet mellan m_s och m_w .

Som konstateras ovan förväntas det rinna en total volym på omkring 1 250 m³ = 1,25 · 10⁹ g vatten in i tunneln innan den fyllts med vatten och förseglats, inklusive eventuellt läckage genom pluggen. I ett extremt fall, där allt vatten till hela tunneln kommer från ett enda deponeringshål, kommer i överensstämmelse med modellen den eroderande massan av bentonit att uppgå till 16,4–164 kg bentonit. För deponeringshål där inflödet tangerar det tillåtna gränsvärdet på 150 m³ i enlighet med konstruktionsföresätningarna, se avsnitt 5.2.1, ger modellen en erosion på 4–41 kg bentonit. Större delen av inflödet av vatten in i deponeringstunneln kommer i själva verket att ske genom tunnelns egen omkretsytta och inte genom deponeringshålen. Anledningen till detta är att tunnelns volym och ytarea är mycket större, vilket betyder att det är mer sannolikt att den skär sprickor och att deponeringshålen företrädesvis borde placeras i positioner med begränsat inflöde av vatten.

I det fall då det totala inflödet av vatten till en deponeringstunnel (inklusive deponeringshål) är mycket lågt eller inte mätbart är det svårt att hävda att det ackumulerade inflödet till ett enskilt deponeringshål kommer att vara mindre än 150 m³. I detta fall kommer emellertid inte det första villkoret för kanalbildning, som det beskrivs i det första stycket i det här avsnittet, att uppfyllas och varken kanalbildning eller erosion inträffar. Bentoniten kommer att ha tid på sig att absorbera allt vatten som kommer in i deponeringshålet, och vattentrycket p_{vf} i sprickan fortsätter att vara lågt. Den lägre inflödesgränsen, när kanalbildning inte kan äga rum, är fortfarande inte klart definierad.

Eroderad mängd material i en deponeringstunnel

Erosionsmodellen som beskrivs ovan kan även tillämpas på deponeringstunneln. Med en total volym på 1 250 m³ kommer den största möjliga erosionen att vara 1 640 kg. Erosion i återfyllningen betyder rent grundläggande att material omfördelas inom själva tunneln. I enlighet med tabell 5-21 kommer den totala mängden återfyllning i en 300 m lång tunnel att vara cirka 10 200 ton. Med hänsyn till den stora mängden återfyllning i en tunnel bedöms en omfördelning av 1 640 kg inte ha någon betydelse alls för återfyllningens funktion.

Homogenisering efter förlust av bentonitmaterial

Bentonitens svällningsegenskaper gör att buffert- och återfyllningsmaterialet sväller och stänger öppna mellanrum eller kanaler, så att det bildas en mer homogen buffert eller återfyllning. Homogenisering av buffert och återfyllning är avgörande för att uppfylla säkerhetsfunktionerna relaterade till buffert- och återfyllningsdensitet (svälltryck och hydraulisk konduktivitet).

Erosion till följd av kanalbildning förhindras inte av bentoniten så länge vattenflöde och höga vattentrycksgradienter kvarstår i deponeringstunneln. Denna situation kommer att råda tills flödet och gradienterna begränsas av tunnelpluggen. Om erosionen är kraftig kan stora öppningar till följd av bentonitförlust bildas lokalt. Bentonitens svällning och försegling kan inte ske obehindrat, eftersom det finns ett motstånd mot svällning som orsakas av friktion både internt i bentoniten och mellan bentoniten och de omgivande fasta väggarna, representerade av bergytan och i några fall kapseln.

För att undersöka hur bra buffertmaterialet förseglar de öppningar som uppstår genom de nämnda processerna har ett antal finita elementberäkningar med programmet Abaqus utförts /Åkesson et al. 2010a/.

Som beskrivs ovan kan erosion under och efter installation av bufferten orsaka betydande bentonitförlust under otillfredsställande förhållanden.

Två olika geometriska fall har beaktats:

- Bentonitförlust i form av en halv torus på bergytan.
- Bentonitförlust i form av en halv sfär på bergytan.

Den halva torusformen kring deponeringshålet har valts för att maximera materialförlusten kring kapseln. En mer sannolik geometri skulle vara ett vertikalt halvrör som går uppåt mot deponeringstunneln. Geometrin och elementnätet i fallet med en halv torus visas i figur 10-9. Denna geometri har använts för att studera påverkan från:

- Vattentillgången; vatten kan tillföras från bergytan, utrymmet på insidan och från återfyllningen.
- Radien för den halva torusen, som varierar från 0,034 m till 0,134 m (15–240 kg). (Notera att den uppskattade buffertförlusten till följd av kanalbildning och erosion visar att för det maximalt tillåtna inflödet till deponeringshålet, 150 m³, kan det ske en erosion på upp till 41 kg.).
- Kombinationer av ovanstående.

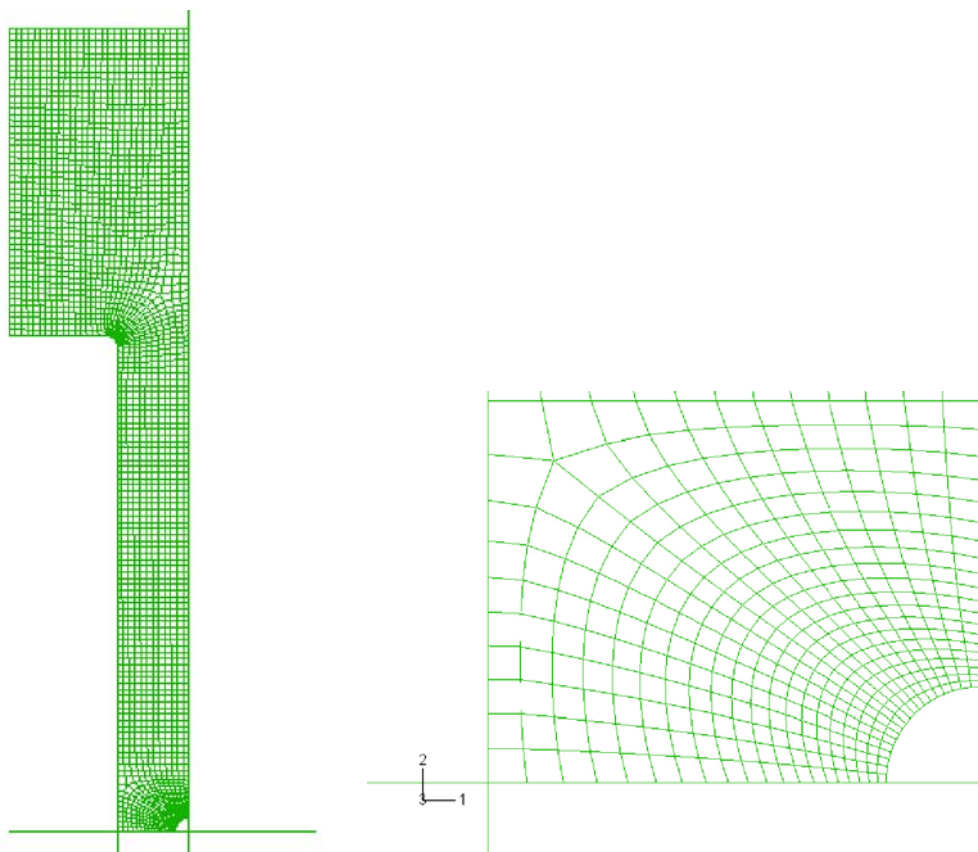
Resultaten från variationerna av vattentillgången visar att det slutliga svälltrycket varierar mycket lite som funktion av vattentillgången. Tiden för mättnad och försegling av ett rör med en radie på 67 mm (61 kg) varierar emellertid från 2,2 år i det fall då vattnet tillförs från bergytan, utrymmet på insidan och från återfyllningen till 42 år då vatten bara tillförs från återfyllningen. Det slutliga svälltrycket i det ursprungliga hålet (röret) är omkring 1,2 MPa. Variationer av radien för den halva torusen gav också mycket likartade slutliga svälltryck, även om 240 kg bentonit förloras när radien ökar.

För att illustrera betydelsen av kanalbildningens geometri har ett fall utvärderats där vatten kommer in i deponeringshålet på ett ställe (till exempel vid en skärningspunkt för sprickor) och där erosionen är mycket lokal kring inflödespunkten, vilket skulle kunna ses som en förlust av bentonit i en halvsfärsliknande form, se figur 10-10. Detta är ett allvarligare fall än torusfallet, eftersom bentonit förloras lokalt i stället för utspritt kring kapseln.

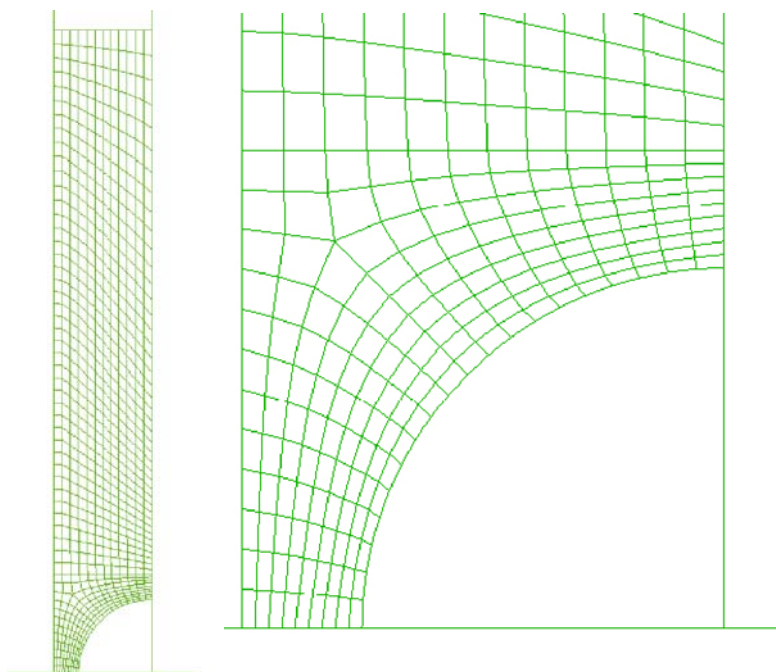
Resultaten visar att svällningsprocessen liknar fallet med den halva torusen. Till följd av friktionen mot berget sker mycket lite svällning längs med bergytan. Det är i stället bentoniten mellan kapseln och hålet som sväller och förseglar hålet. På grund av den ganska tunna buffert som finns kvar mellan kapseln och det sfäriska hålet är det resulterande portalet efter slutförandet ganska högt (> 1,5), vilket ger ett svälltryck lägre än 1 MPa i ungefär 1/3 av bufferten. Denna kanalbildningsgeometri skulle då strida mot säkerhetsfunktionskriteriet för bufferten, men detta exempel speglar ingen situation med möjlig kanalbildning, eftersom det inte finns någon utsläppspunkt för flödet. Det är värt att notera att även om säkerhetsfunktionen inte upprätthålls blir inte massförlusten tillräcklig för att leda till advektiva förhållanden, se avsnitt 10.3.9.

Hydraulisk samverkan mellan bottenplattan och buffert-kapselpaketet

För att åstadkomma en tillräckligt plan botten i deponeringshålet installeras en bottenplatta i varje deponeringshål, se avsnitt 5.7. I fallet då vatten kan tränga in i deponeringshålet under bottenplattan finns det en möjlighet att det vattentryck som skapas kan vara tillräckligt för att lyfta hela buffert-kapselpaketet.



Figur 10-9. Elementnätet vid beräkningen av ett fall med en halv torus och radien 0,067 m. Nätet är axiellt symmetriskt kring den vänstra sidan, och bottenplanet är ett symmetriplan. Hela nätet och en förstoring av delen med den tomma torusen visas /Åkesson et al. 2010a/.



Figur 10-10. Elementnät för fallet med en halv sfär med radien 0,263 m. Nätet är axiellt symmetriskt kring bottendelen. Hela nätet och en förstoring av den tomma delen visas /Åkesson et al. 2010a/.

/Åkesson et al. 2010a/ har studerat möjligheten att buffert-kapselpaketet lyfts under tiden från att dräneringen avslutas till installationen av återfyllningen. Detta gjordes för ett fall där en vattenförande spricka skär deponeringshålet under bottenplattan. I **Processrapporten för bufferten, återfyllningen och förslutningen** observerades det att kontaktzonerna mellan betongen och både kopparplattan och berget inte är täta, och att detta innebär att ett vattentryck kan påverka hela ytarealen.

Detta är en komplex process som är kopplad till fenomenet med kanalbildning. En central fråga är hur snabbt svälltrycket kan byggas upp. Antagandet att pelletar till följd av kanalbildning inte kan stoppa inflödande vatten förrän alla öppningar har fyllts är pessimistiskt i andra fall, bland annat för tunnelpluggen, men bortser från uppbyggnaden av ett portryck uppströms. I detta fall är det optimistiskt eftersom en sådan uppbyggnad är ofördelaktig.

En skräddarsydd lösning har utvecklats baserat på följande antaganden:

1. Bevätningen varierar med tid och avstånd från bottenplattan.
2. Uppbyggnaden av ett svälltryck är proportionell mot bevätningen.
3. Vattentrycket under paketet är detsamma som svälltrycket vid botten.

Uppbyggnaden av lyftkrafterna äger rum samtidigt med uppbyggnaden av friktionskrafterna längs med bergväggen. Detaljer för beräkningarna återfinns i /Åkesson et al. 2010a/. Beräkningarna visar att tiden för att uppnå rätt förhållanden för ett lyft är ungefär en vecka. Modellen understryker också att ett inflöde högre än ungefär 100 liter per dag kommer att göra att dessa förhållanden undviks till följd av den snabba uppbyggnaden av friktionskrafter längs med bergväggen. Tidsskalorna för att uppnå förhållanden som orsakar ett lyft vid låga inflöden ges direkt av den antagna utvecklingen av svälltrycket och paketets vikt, vilket motsvarar ett tryck på 0,2 MPa. Svälltrycket bör därför inte tillåtas uppnå denna nivå så länge som återfyllningen inte har installerats.

Empiriska data för den inledande uppbyggnaden av svälltryck i storskaliga experiment är ganska spridda. Den valda utvecklingen av svälltrycket i den presenterade modellen kan inte desto mindre betraktas som ganska snabb. Detta antyder att det inte skulle finnas någon risk för förhållanden som leder till lyft före installationen av återfyllningen, om en bottenplatta används i ett deponeringshål med en vattenförande spricka under. Till följd av osäkerheter i data – och till någon del också i den konceptuella förståelsen – har det dock inte varit möjligt att dra någon definitiv slutsats beträffande användandet av bottenplattan i sådana hål.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Pluggens funktion är att begränsa flödet av vatten ut från den återfyllda tunneln. Det viktigaste skälet bakom detta är att minimera effekten av kanalbildning och efterföljande erosion i bufferten och återfyllningen. Antingen betongpluggen eller bentonitförseglingen inom pluggen behöver ha en viss förseglande förmåga. Modellering har visat att det kommer att ta 5–20 år för att mätta bentonitförseglingen inom pluggen vid god tillgång till vatten. Det betyder att antingen gränsytan mellan plugg och berg eller pelletfyllningen i förseglingen måste begränsa flödet under den perioden. I det förra fallet är den nödvändiga aperturen ganska liten, medan den hydrauliska konduktivitet som krävs i den pelletfyllda spalten är relativt hög i det senare fallet. Två osäkerheter relaterade till förseglingsförmågan ska noteras. Den första avser förseglingsförmågan hos bentonitförseglingen i en situation där det hydrauliska trycket på en sida av förseglingen (4,6 MPa) på ett avgörande sätt överskrider svälltrycket (cirka 2 MPa). Det är för närvarande inte känt om det är möjligt att bortse från risken för kanalbildning i en sådan situation. Den andra punkten är att eroderande bentonit förväntas öka flödesmotståndet i den gränsyta mellan betongplugg och berg som ligger nedströms. Denna process är inte väl känd och har inte beaktats. Konstruktionen av pluggen kommer under alla förhållanden att justeras för att möta kraven och bristande pluggfunktion analyseras inte i SR-Site. Detta diskuteras ytterligare i avsnitt 15.5.11. Kanalbildning och efterföljande vattenflöde från en spricka in i ett deponeringshål och vidare ut i deponeringstunneln kan inte uteslutas om inflödes hastigheten är högre än hastigheten för buffertmaterialets vattenabsorption. Detta eftersom pelletfyllningen och bentonitblocken inte kan stoppa vatteninflödet förrän deponeringshålen och tunneln har vattenfyllts och den hydrauliska gradienten uppträder över ändpluggen. Erosionstester har visat att torrvikten eroderad bentonit kan modelleras som funktion av den totala volymen inflödande vatten i överensstämmelse med den modell som diskuterats tidigare i det här avsnittet, vilket ger en förlust motsvarande 41 kg torr bentonit om inflödeskraven på deponeringshålen är uppfyllda. Modellen är empirisk och det är svårt att härleda en teoretisk modell. Många geotekniska modeller (exempelvis förhållanden mellan hållfasthet och friktionsvinkel) är emellertid empiriska av samma anledning och har med framgång använts vid åtskilliga geotekniska konstruktionsarbeten.

Analysen av homogeniseringsprocesser, som uppträder i bufferten efter det att erosion skapat en halv torusformad kanal, pekar på kraftiga minskningar av densitet och svälltryck i den analyserade volymen till följd av friktionen i bentoniten. Svälltrycket efter fullständig homogenisering är emellertid över 1 MPa i de analyserade fallen med en torusradie som varierar från 3,4 cm till 13,4 cm. Påverkan av radien är obetydlig på grund av det långa avståndet till bentonitens gränssytor. I de fall när kanalbildning uppträder som en halv torus (eller ett halvt rör) blir därför slutsatsen att mer än 100 kg torr bentonit kan förloras från ett deponeringshål till följd av erosion utan att det inkräktar på buffertens säkerhetsfunktion. Osäkerheten när det gäller att analysera den eroderade volymen behöver emellertid beaktas när konstruktionsförutsättningarna omarbetas för att fastställa det tillåtna inflödet till deponeringshål, se vidare avsnitt 15.5.

Det förväntas att det mesta av inflödet av vatten in i en deponeringstunnel kommer att ske genom själva tunnelväggen och inte genom deponeringshålen. Den största möjliga erosionen beräknades till 1 640 kg. Erosion i återfyllningen kommer i grund och botten att betyda att material omfördelas inom själva tunneln. Med hänsyn till den stora mängden återfyllning i en tunnel kan det antas att en omfördelning av 1 640 kg inte har någon betydelse för återfyllningens funktion.

Det är uppenbart från de studier som beskrivs ovan att ytterligare analyser och möjligen utvecklingsarbete behövs för bottenplattan. Det finns osäkerheter som rör den nuvarande konstruktionen som ännu inte lösts. Dessa är förknippade med tjockleken och kompressibiliteten hos bottenplattan och med möjligheten att buffert-kapselpaketet lyfter innan återfyllningen är på plats. Kriterierna för säkerhetsfunktionsindikatorerna med avseende på svälltrycket i bufferten kommer emellertid att upprätthållas. Möjligheten att lyftet av buffert-kapselpaketet inträffar är relaterad till pelletarnas egenskaper och kan leda till striktare krav på inflödet i deponeringshålet, speciellt in i deponeringshålets sula. Dessa negativa effekter av bottenplattan beaktas inte vidare i SR-Site men fungerar som återkoppling till behovet av ytterligare utvecklingsarbete, se avsnitt 15.5.10.

10.2.5 Kemisk utveckling i och omkring förvaret

Inledning

Under bergguttaget och den relativt långa driftperioden kommer de hydrauliska förhållandena att förändras, vilket beskrivs i avsnitt 10.2.3. De förändrade hydrauliska förhållandena kan ändra grundvattnets sammansättning omkring förvaret. Några av dessa ändringar orsakas av förvaret i sig, men även strandlinjeförskjutning och klimatvariationer kan ge upphov till förändringar i mer begränsad skala. En konsekvens är att salthalten i vissa delar av förvaret kan sjunka på grund av ökad infiltration av utspätt vatten av meteoriskt ursprung, medan den motsvarande saltvattenuppträngningen eller infiltrationen av Östersjövattnen i andra regioner i stället kan medföra att salthalten ökar. Detta berör säkerhetsfunktionsindikatorerna R1b och R1c i figur 10-2. I extremfall skulle det kunna påverka svällningen av återfyllningen, se avsnitt 10.3.9, eller förstärka den kolloidala erosionen av bufferten under deponering, se avsnitt 10.3.11.

Utöver grundvattenförändringar som orsakas av hydrologiska processer, måste andra kemiska aspekter beaktas under den här perioden. Det kan förväntas att bergguttaget åtföljs av injektering och att injekteringsmedlets kemiska påverkan på grundvattnet måste beaktas. I allmänhet ökar cementbaserade injekteringsmedel vattnets pH, vilket berör säkerhetsfunktionsindikatorn R1e. Under driftskedet måste betydelsen av kvarlämnat material analyseras, såväl som alla andra processer som möjligtvis kan förändra de kemiska förhållandena i förvaret, såsom utfällning eller upplösning av mineraler och korrosion av metallen i bergbultar osv. Dessa processer kan exempelvis påverka säkerhetsfunktionsindikatorerna R1d och R1e i figur 10-2, det vill säga bildning av kolloider och mineralernas sorptionsegenskaper.

När deponeringstunnlar återfylls och pluggas igen kommer luft att inneslutas i bufferten och återfyllningen, som båda är porösa, varför syreförbrukande processer måste utvärderas. Luft orsakar även viss initial korrosion av kopparkapslarna tills anoxiska förhållanden uppnås. Alla dessa kemiska processer är relaterade till säkerhetsindikatorerna Can1 (kopparkapselns tjocklek) och R1a (reducerande förhållanden) i figur 10-2.

Andra kemiska processer som äger rum i bufferten och återfyllningen sker i tidsskalor som är längre än det relativt korta driftskedet. Dessa processer tas upp i avsnitt 10.3.10.

Naturliga grundvattenförhållanden på förvarsplatsen

De utmärkande kemiska egenskaperna för grundvattnet i Forsmark före uppförandet av förvaret redovisas i detalj i **Platsbeskrivning Forsmark** och tillhörande referenser /Laaksoharju et al. 2008/. En kort redovisning ges i kapitel 4.

Salthalt (uppträngningseffekter)

Grundvattnets salthalt och sammansättning i närheten av förvaret kommer att påverkas under bygg- och driftskedet som en följd av inflöde i öppna tunnelavsnitt. Detta kommer att orsaka en onaturlig (inducerad) infiltration av meteoriskt vatten och Östersjövatten, vilket kan leda till en sänkning av grundvattennivån och uppträngning av saltvatten. Fenomenet har exempelvis observerats i en del borrhål på Äspö. Om grundvattnet på större djup har högre salthalter kan uppträngningen av detta vatten i extremfall minska återfyllningens svälltryck, vilket berör säkerhetsfunktionsindikatorn R1b. Några sådana höga salthalter i grundvattnet vid de djupast belägna provtagningspunkterna i Forsmark har dock inte påvisats. Ett hastigt inflöde av Östersjövatten skulle öka grundvattnets kaliumkoncentrationer, vilket berör säkerhetsfunktionsindikatorn R1d i figur 10-2.

Inflödet till tunnarna reduceras genom insprutning av injekteringsmedel i de omgivande sprickorna. Detta förhindrar en sänkning av grundvattennivåerna nära markytan och därmed det inflöde av meteoriskt vatten och havsvatten och den uppträngning av salt vatten som är förknippade med sänkningen.

Den hydrauliska effekten av injektering har modellerats, se avsnitt 10.2.3. De resultat som erhållits med hjälp av programmet DarcyTools tyder på att en begränsad uppträngning och en begränsad förändring i salthalt kan förväntas under bygget och driften av ett förvar i Forsmark. Ytterligare detaljer ges i avsnitt 10.2.3 och i de hänvisningar som ges där.

När förvaret väl har återfyllts och förslutits förväntas grundvattnets salthalter efter en tid att återgå till de normala. Exempelvis kommer salthaltigt grundvatten, som rört sig uppåt till följd av uppträngning, att börja sjunka på grund av sin högre densitet.

Redoxförhållanden

Även med måttliga inflöden till de öppna tunnarna, se avsnitt 10.2.3, förutsägs stora mängder ytvatten tränga ned om man ser till förvarets hela driftperiod. Infiltrerande vatten kommer initialt att nå jämvikt med syret i luften, oberoende av om vattnet kommer från havet, sjöar, vattendrag eller har ett meteoriskt ursprung. Det skulle kunna hävdas att redoxstabiliteten hos bergvolymen ovanför förvarsområdet kan hotas vid tidpunkten för förvarets förslutning på grund av de stora mängderna infiltrerande O₂-rikt vatten.

Dock sker mikrobiell syreförbrukning redan i jordlagret och i de första metrarna ner i berget, liksom i lakustrina, fluviala och marina sediment. Detta är orsaken till att det inte finns löst O₂ i infiltrerat vatten. Syreförbrukning i mättade jordar är väldokumenterad, se exempelvis /Drew 1983, Silver et al. 1999, Pedersen 2006/. Redox Zone-experimentet i Äspölaboratoriet /Banwart 1999, Molinero-Huguet et al. 2004/ visade även att mikrobiell respiration i de övre metrarna av en sprickzon effektivt förbrukar syret i infiltrerande vatten. Därtill innehåller grundvattenprov från både Äspölaboratoriet /Banwart et al. 1999, Luukkonen 2008/ och Stripa /Nordstrom et al. 1989/ alltid upplöst Fe(II), vilket tyder på att grundvattnet fortsätter att vara reducerande även efter långvariga perioder med inflöde i tunnarna.

Beträffande kväve och kväveföreningar tyder opublicerade iakttagelser från Äspölaboratoriet på att grundvattnet i sprickorna verkar vara opåverkat, även om kväveföreningar under byggperioden kan ackumuleras i det grundvatten som sipprar in i tunneln och i vattnet som tränger igenom löst bergmaterial. Detta kväverika vatten pumpas emellertid ut.

Sammanfattningsvis kommer reduktionsförmågan hos vattenförande sprickzoner inte att påverkas under bygg- och driftperioden, eftersom syret i infiltrerande vatten förbrukas genom mikrobiella processer i jordar och sediment såväl som i de översta metrarna av sprickor i berget.

Effekter på pH av injekteringsmedel, sprutbetong och betong

Det kommer att bli nödvändigt att injektera (spruta in) injekteringsmedel i sprickor som omger förvarstunnlarna för att undvika inflöde av grundvatten. Traditionellt används cementbaserat injekteringsbruk när tunnlar byggs. Vanlig Portlandcement har porvatten med hög alkalitet (pH cirka 12,5). För att undvika skadliga effekter av porvatten som diffunderar ut från cementmatrisen kommer cementsammansättningar med $\text{pH} \leq 11$ i porvattnet att användas i närheten av deponeringstunnlar, se **Berglinjerapporten**. Det förväntas att nya sammansättningar för sådana material kommer att tas fram efter hand både av SKB och av andra under förvarets hela driftperiod. Även om effekterna av sådant porvatten är mycket mindre måste de utvärderas, eftersom det är möjligt att relativt stora mängder cement kommer att användas i vissa förvarsområden. I allmänhet kommer endast begränsade mängder injekteringsmedel att behövas i Forsmark till följd av den låga bergpermeabiliteten.

Fördelningen av sprutbetong och betong i förvaret blir antagligen begränsad till vissa områden och deras eventuella inverkan under bygg- och driftskedet kommer att bli begränsad. Det exakta behovet av sprutbetong kommer inte att vara känt förrän det blir aktuellt att uppföra förvaret. Det mesta av det utläckande porvattnet från dessa material blandas med grundvatten som infiltrerar tunneln och pumpas bort. En mindre del av cementmaterialen kommer att stå i kontakt med återfyllningen och cementporvatten kan migrera och tränga in i bentoniten. Så länge cementmaterial med låg alkalitet används är konsekvenserna för återfyllningens egenskaper försumbara.

Å andra sidan kan injekteringsmedel ha en stor inverkan på förhållandena i geosfären, eftersom det sprids långt och diffust i spricksystemet. Injektering är emellertid nödvändig för att undvika en kraftig sänkning av grundvattennivån (ökat inflöde av meteoriskt vatten) och den tillhörande uppsträngningen av salthaltigt vatten. Injektering behövs också vid själva bygget, eftersom inflödet av vatten behöver begränsas för att möjliggöra tekniska installationer och för att tillhandahålla en säker arbetsmiljö. Två typer av injekteringsmedel är tänkta att användas nära deponeringstunnlarna i slutförvaret. Enligt **Berglinjerapporten** är dessa cementbaserade injekteringsmedel med lågt pH och suspensioner av nanokiseldioxidpartiklar (silica sol). Det stelade injekteringsmedlet silica sol uppvisar liknande egenskaper som den kiseldioxid som finns i stora mängder i berg- och sprickfyllningar och kan därför försummas ur ett långsiktigt säkerhetsperspektiv. Cementbaserade injekteringsbruk kan å andra sidan ha kemiska egenskaper som skiljer sig kraftigt från det omgivande berget och dessa effekter måste beaktas.

Borrhål som skär cementinjekterade sprickor vid förvarsplatsen i Olkiluoto i Finland har gett upphov till vatten med förhöjda pH-värden alltsedan provtagning påbörjades /Arenius et al. 2008/. Mer begränsade erfarenheter från Äspölaboratoriet (finns endast som opublicerade lägesredovisningar och tekniska iakttagelser) visar att en puls av alkalisk lösning (pH upp till 11,3) kan mätas upp i de injekterade sprickornas omedelbara närhet under de första fem dagarna efter injektering. Denna puls av alkaliskt vatten antas bero på två faktorer: porvatten som avges när det flytande injekteringsmedlet stelnar samt erosion och spädning av injekteringsmedel till följd av strömmande grundvatten i den injekterade volymens ytterkant. Dessa effekter i de injekterade sprickorna i Äspö var övergående och efter ett par dagar återgick grundvattnets kemiska sammansättning till sitt ursprungliga tillstånd (pH cirka 7,5). pH-värdena var tillräckligt låga för att kunna visa att en avsevärd utspädning hade skett. Resultaten från Olkiluoto tyder på att intensiteten hos denna korta alkaliska puls kommer att minska genom användning av cement med lågt pH. På grund av att den varar så kort tid kan effekterna av en puls med pH på cirka 11 försummas.

Efter bygg- och driftskedet kommer injekteringsbruket att börja reagera med cirkulerande grundvatten och det kommer att bildas en svagt alkalisk plym nedströms om de injekterade sprickorna /Luna et al. 2006/. Detta förlopp är dock relativt långsamt och det beskrivs därför i avsnitt 10.3.7 i samband med utvecklingen av förvaret under den inledande tempererade perioden efter förslutning.

Utfällning och upplösning av mineraler

Under driftskedet kommer inflöde av grundvatten i tunneln och blandning av grundvatten med olika ursprung i bergsprickorna att leda till att mineraler fälls ut eller löses upp. Dessa processer kan bara påverka säkerhetsfunktionsindikatorerna indirekt. Utfällning och upplösning kan observeras på tunnelväggarna vid Äspölaboratoriet. Simuleringar tyder på att kalcit och järn(III)oxyhydroxid kan fällas ut i gränssytan mellan tunnel och återfyllning /Domènech et al. 2006/, men att denna process inte har någon negativ påverkan på förvarets funktion.

Effekter av organiska material och mikrobiella processer

Kvarvarande organiska material i förvaret omfattar mikrobiella biofilmer, plaster, cellulosa, hydraulolja, ytaktiva medel och cementtillsatser. De flesta av dessa organiska föreningar kan brytas ned av mikroorganismer, initialt via aeroba nedbrytningsförlöpp så länge det finns syre och därefter via anaeroba bionedbrytningsförlöpp. Nedbrytningsprodukterna kommer att öka reduktionsförmågan i förvarets närområde. Den största reservoaren med organiskt material är potentiellt det organiska kolet i bentonitleran. Enligt specifikationer är andelen mindre än 0,25 viktprocent, medan konstruktionskriteriet är < 1 procent, se **Produktionsrapporten för bufferten**. Det organiska materialet antas huvudsakligen vara humus- och fulvosyror. Det är inte känt hur stor del som utsätts för biologisk nedbrytning. Det är osannolikt att sådant material löser sig i grundvatten, såvida inte bentoniten förlorar sin svällförmåga. Det finns en möjlighet att organiskt material kan bildas med hjälp av autotrofa mikroorganismer som använder sig av energin i den H₂ som kan produceras vid anaerob korrosion av stålkonstruktioner, exempelvis bergförstärkningar, som lämnats kvar i berget vid förslutningen av förvaret. Bortsett från att organiska material kan fungera som reduktionsmedel vid aerob eller anaerob biologisk nedbrytning kan de också ha skadlig inverkan under senare perioder genom att öka risken för radionuklidtransport i grundvatten efter förvarets förslutning, till exempel genom att bilda organiska komplexbildande föreningar och organiska kolloider (säkerhetsfunktionsindikator R1d i figur 10-2).

En inventering av organiska material och en bedömning av deras inverkan på mikrobiella processer har genomförts /Hallbeck 2010/. Slutsatsen från den undersökningen är att mikrobiell nedbrytning av organiska material förväntas bidra till: a) snabb förbrukning av allt kvarvarande syre i förvaret och b) sulfidproduktion i närheten av deponeringshålen genom en kombination av processer, däribland anaerob nedbrytning och sulfatreduktion. En del av sulfidmängden skulle kunna nå kapseln och eventuellt orsaka korrosion.

Den maximala mängden organiskt kol, inklusive den som finns i bentoniten i olika delar av ett förvar i Forsmark, är 3,9·10⁵ kg i deponeringshålen, 2,0·10⁶ kg i deponeringstunnlarna och 3,4·10⁶ kg i andra områden. Såsom konstaterats ovan är den exakta mängden organiskt kol i bentoniten inte känd och dessutom bedöms det vara högst osannolikt att hela mängden skulle förbrukas genom mikrobiell sulfatreduktion med hänsyn till dess icke-reaktiva natur. Det organiska materialet i bufferten består som tidigare nämnts troligen till stor del av humus- och fulvosyror, vars molekyler är alltför stora för att bakterier ska använda dem som kolkälla. I deponeringshålen är bentonitens densitet sådan att det inte förväntas att någon mikrobiell sulfatreduktion, som upprätthålls av det organiska materialet i bentoniten, ska äga rum i någon större omfattning, se avsnitt 10.3.13. Om bentonitbufferten skulle erodera bort skulle motsvarande mängder organiskt material också erodera bort. Även om mikrobiell sulfatreduktion då skulle vara möjlig skulle det vara nödvändigt att förbruka det lösta organiska kolet i det inkommande grundvattnet.

Om allt organiskt kol i deponeringstunnlarna, 2,0·10⁶ kg enligt ovan, skulle lösas i sina porutrymmen (3,7·10⁵ m³) skulle det leda till en osannolikt hög koncentration av löst organiskt kol (DOC) på 0,45 mol/l. Som tidigare konstaterats förekommer dock större delen av detta organiska kol som organiskt material i bentoniten och dessa organiska material bedöms vara olösliga. Mängden organiskt kol med undantag av bentoniten är 5,2·10³ kg i deponeringstunnlarna och 7,2·10³ kg i de andra områdena /Hallbeck 2010/. Förutsatt att allt skulle användas för mikrobiell sulfatreduktion skulle det resultera i 35 mol sulfid per kapsel, under förutsättning av att den är jämnt utspridd. Om det organiska materialet i återfyllningens bentonit kan användas för mikrobiell sulfatreduktion, så skulle omkring 13 600 mol sulfid frigöras per kapsel om ett innehåll av 0,25 procent antas.

Bergbultar och andra järnkomponenter kommer att vara kvar i deponeringstunnlarna. Den högsta sulfidkoncentration som teoretiskt kan produceras med H₂ från anaerob järnkorrosion via acetogenes och sulfatreduktion i Forsmark är omkring 353 mol per kapsel, vilket beräknats utifrån stålmängderna i tabell 2-15 i /Hallbeck 2010/. Beräkningar av den sulfid som produceras från biologisk nedbrytning av biofilmer med sulfatreduktion i Forsmark ger 0,17 mmol/l i deponeringstunnlar (omkring 11 mol per kapsel) /Hallbeck 2010/. Det rör sig om mycket osäkra värden som bygger på antagandet att bergytorna inte har rengjorts före förslutning. Stållkorrosion kommer att fortgå långsamt och de totalvärden som redovisas här ska bara ses som jämförelsevärden. Det förväntas att den vätgas som produceras genom korrosion kommer att diffundera och blandas med cirkulerande vatten och att endast en liten andel kommer att nå något deponeringshål. Om korrosionsprodukterna inte sprids ut blir det inget bidrag till löst sulfid eftersom stållkorrosion även producerar tvåvärt järn som reagerar med sulfid, vilket ger totalreaktionen: $\text{Fe(s)} + 0,25 \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}^+ \rightarrow 0,25 \text{FeS(s)} + 0,75 \text{Fe}^{2+} + \text{H}_2\text{O(l)}$.

Slutsatsen är att den största reservoaren av organiskt kol i förvaret är det organiska material som ingår i bentoniten. Organiskt material kan bidra till kapselkorrosion om det är tillgängligt för mikrobiell sulfatreduktion, en fråga som utvärderas i avsnitt 10.3.13. Det organiska materialet i deponeringshålen kan uteslutas, men det som finns i återfyllningen kan eventuellt användas vid mikrobiell sulfatreduktion.

Interaktioner med slutförvaret för radioaktivt driftavfall (SFR)

De slutsatser som kan dras från studien /Svensson och Follin 2010/ är att ett utbyggt SFR i drift förefaller ha ringa påverkan, eller också ingen påverkan alls, på grundvatteninflödet in till ett slutförvar i drift i förvarsvolymen i Forsmark. Fallet där SFR är förslutet (men befintligt i modellen) och ett slutförvar för använt kärnbränsle är öppet har inte genomgått någon fullständig analys i /Svensson och Follin 2010/. Simuleringarna tyder emellertid på att vissa tryckresponser överförs från djupförvaret till de borrhål som finns nära SFR. Det betyder att vissa interaktioner mellan ett förslutet SFR och ett slutförvar i drift inte kan uteslutas.

Även om de nuvarande planerna är att SFR ska hållas öppet under slutförvarets driftskede, kan inte möjligheten till tidig förslutning uteslutas. Om så skulle bli fallet skulle anaeroba mikrobiella processer i BLA-utrymmet i SFR, som innehåller stora mängder cellulosa och andra organiska föreningar, leda till porvatten som skulle kunna innehålla en stor mängd organiskt material. Dessa porvatten som är rika på organiska material skulle kunna leta sig fram till slutförvaret i drift, där mikrobiell sulfatreduktion skulle generera höga sulfidkoncentrationer lokalt.

Även om mikrobiell förbrukning av det organiska materialet längs vägen mellan SFR och slutförvaret och blandning av grundvatten inte beaktas kan konsekvenserna för kapselns funktion försummas. Det beror på att det gäller en så kort tidsperiod (högst cirka 100 år) och på det faktum att alla kapslar under denna period kommer att omges av en intakt buffert som kommer att fungera som en diffusionsbarriär.

Syreförbrukning i återfyllningen

När deponeringstunnlar pluggas igen kommer luft att inneslutas i den porösa bufferten och återfyllningen. Huvuddelen av syret i den här luften kommer att finnas i återfyllningen på grund av dess större volym. Det inneslutna syret kan diffundera till kapselytan och orsaka viss initial korrosion ända tills anoxiska förhållanden uppnås. Därför är det värdefullt att uppskatta återfyllningens reducerande förmåga. Både kemiska processer och mikrobiella aktiviteter förväntas förbruka syre.

Numeriska beräkningar /Grandia et al. 2006, Yang et al. 2007/, som kopplar kemiska syreförbrukande processer till den hydrodynamiska mättnaden av återfyllningen, har använts för att uppskatta hur lång tid det tar att uppnå anoxiska förhållanden i förvarets tunnlar. Dessa studier visar att flera processer som rör förbrukning av oorganiskt syre kan ske med de accessoriska mineraler som finns i bentoniten i bufferten och i återfyllningen. Dessa reaktioner är, i fallande betydelse, upplösning av Fe(II)-förande karbonater, oxidation av pyrit och oxidation av Fe(II)-innehållande silikater, såsom glimmer och montmorillonit. De beräknade tidsperioderna för syreförbrukning är i högsta grad beroende av det ansatta värdet för storleken av de reagerande mineralernas yta. Inte desto mindre kan slutsatsen dras att anoxiska förhållanden sannolikt uppnås efter i storleksordningen en månad efter det att återfyllningen fullständigt mättats med vatten. Som framgår i avsnitt 10.3.8 kan det ta flera tusen år för förvaret att uppnå fullständig mättnad. Återfyllningens densitet är tillräckligt låg för att tillåta viss mikrobiell aktivitet, åtminstone innan den är fullständigt mättad i alla delar. Effekten av mikrobiell aktivitet kommer att vara att förkorta den tid det tar att uppnå anoxiska förhållanden i återfyllningen. Diffusion av syre till den omgivande graniten skulle också kunna vara en effektiv mekanism för syreförbrukning från aeroba bakteriepopulationer som skulle kunna utvecklas i gränssytan mellan återfyllning och granit. Rex-försöket i Äspölaboratoriet visade att syresatt vatten i kontakt med en granityta reduceras på några få veckor.

I Prototypförvarsprojektet i Äspölaboratoriet pågår ett program för att provta och analysera gaser på olika ställen i bufferten och återfyllningen. En av de särskilda målsättningarna är att mäta syreförbrukningen /Pedersen et al. 2004/. De två sektionerna i Prototypförvaret förslöts i september 2001 respektive september 2003. Resultat från provtagningarna har publicerats 2004 och 2007 /Eriksson 2007/. Det resulterande syrenehållet i gasfasen var i storleksordningen från nästan noll till det som normalt finns i atmosfären, även om den allmänna trenden är att det minskar med tiden. Av tekniska

skäl är återfyllningen dock inte fullständigt mättad med vatten i alla delar och de två sektionerna är inte fullständigt förslutna, vilket gör det omöjligt att dra entydiga slutsatser om de processer som svarar för minskningen av syre. Dessa resultat ger dock ytterligare indikationer på att syreförbrukningen kommer att vara snabb.

Sammanfattningsvis kommer både oorganiska reaktioner och mikrobiella processer att snabbt förbruka O_2 i den luft som är innesluten i återfyllningen, som har den största porvolymen i deponerings-tunnlarna. Huvuddelen av syret i återfyllningen kommer att reagera innan det diffunderar in i bufferten och når ytan av en kapsel.

Kolloidbildning

Under bygg- och driftskedet kan avsevärda mängder kolloider bildas till följd av mikrobiell aktivitet och mikroberna själva kan fungera som kolloider. Dessutom kan bentoniterosion orsakad av sötvatten generera kolloider, liksom bland annat utfällningen av amorfa Fe(III)-hydroxider. Dessa kolloider förväntas vara kortlivade, huvudsakligen för att kolloider aggregerar och sedimenterar i måttligt salta vatten, se till exempel /Degueldre et al. 1996/.

Andra processer som bidrar till elimineringen av kolloider är mikrobiell nedbrytning av organiskt material samt omkristallisation och sedimentation av amorfa material.

Sammanfattningsvis förväntas inte att en potentiell ökad bildning av kolloider under bygg- och driftskedet ska påverka förvarets funktion i ett långsiktigt perspektiv, eftersom kolloidkoncentrationerna snabbt kommer att återgå till normala värden under de förhållanden med salt vatten som kommer att råda.

Kapselkorrosion

Under driftperioden kommer kapseln att utsättas för atmosfärisk korrosion, vid lätt förhöjda temperaturer och högst sannolikt vid en varierande relativ luftfuktighet (kapslar förvarade i, och kylta genom, cirkulerande inomhusluft). Under dessa förhållanden uppskattade /King et al. 2010/ det maximala korrosionsangreppet till mindre än 1 μm , till och med efter en lagringsperiod på två år.

Korrosionens totala omfattning under aeroba förhållanden kommer att begränsas av den mängd syre som finns inneslutet i förvaret efter förslutning. Efter att tunnlar återfyllts kan det tillgängliga inneslutna syret beräknas till omkring 475 mol syrgas per kapsel. Beroende på den stora skillnaden i volym mellan bufferten i ett deponeringshål och den mängd återfyllning som kan tilldelas varje deponeringshål, kommer bara en liten del av syret (21 mol) från bufferten och resten från återfyllningen. Den inneslutna syrgasmängden på 475 mol motsvarar ett korrosionsdjup på 768 μm om den är jämnt fördelad över kapselytan eller 5,5 mm om syret antas angripa locket och de översta 10 procenten av kapselns höjd. Det antas pessimistiskt att koppar endast oxideras till Cu_2O .

Av den syremängd som finns i bufferten och återfyllningen förväntas emellertid endast en mycket liten andel att nå kapseln. Syret kommer mest sannolikt att förbrukas genom reaktioner med accessoriska mineraler. Tunnelåterfyllningens densitet är tillräckligt låg för att tillåta mikrobiell aktivitet och det kommer också att begränsa den mängd syre som är tillgänglig för korrosion. Enligt den slutsats som drogs i det tidigare underavsnittet kommer huvuddelen av syret i återfyllningen att reagera innan det kan diffundera in i bufferten i deponeringshålet och nå kapselytan.

Det går att göra pessimistiska uppskattningar av det möjliga korrosionsdjup som kan uppstå till följd av inneslutet syre, om ingen hänsyn tas till dessa andra syreförbrukande processer. Jämnt fördelad korrosion över kapselytan kan vara ett rimligt pessimistiskt antagande för det syre som kommer från bufferten även om det sannolikt är mer realistiskt att anta att hälften av syret kommer att diffundera mot det syrefria berget. Korrosionen från syret i bufferten motsvarar ett korrosionsdjup av 34 μm om allt syre diffunderar inåt eller 17 μm om hälften av syret diffunderar utåt.

För syret i återfyllningen kan andra antaganden göras som tar hänsyn till diffusionen av syret. Förutsatt att det sker en tillräcklig syreförbrukning i berget kommer den syremängd som når kapseln att vara enbart den andel som diffunderar till den övre delen av deponeringshålet. Denna area (cirka 2,4 m^2) utgör bara 2 procent av arean hos ett tunnelavsnitt på 6 m (den tunnellängd som reserverats för en kapsel). Om det vidare antas att detta syre endast skulle korrodera de översta 10 procenten av kapseln (lock och 10 procent av kapselhöjden) skulle korrosionsdjupet vara 106 μm .

Ett annat angreppssätt är att jämföra diffusionstiden för syre i återfyllningen med den totala tid som åtgår innan anoxiska förhållanden har uppnåtts i förvaret. Med ett pessimistiskt antagande om att det tar 300 år /Wersin et al. 1994a/ innan syret förbrukas genom mineralreaktioner och mikrobiell aktivitet kommer diffusionslängden vara i storleksordningen 1 m. Om det dessutom antas att det syre som finns i en 3 m hög cylinder med återfyllning ovanpå deponeringshålet når kapseln, skulle det motsvara ett korrosionsdjup på 260 µm för de översta 10 procenten av kapseln.

Under den tidsperiod när syrepotentialen är tillräckligt hög skulle gropfrätning kunna vara möjlig. Experimentella studier av kopparkorrosion under förvarsförhållanden visar dock att korrosionen kommer att uppträda som ojämn allmän korrosion, vilket innebär att mekanistiska modeller som inkluderar att frätgropar slutar att växa till är lämpligare än statistiskt baserade modeller, som exempelvis använder sig av gropfrättningsfaktorer. Försöksdata tyder på att ojämnheten kring medelkorrosionsdjupet kan vara i storleksordningen ±50 µm, se även avsnitt 3.5.4 i **Processrapporten för bränslet och kapseln**.

Sammanfattningsvis förväntas korrosionsdjupet till följd av det atmosfäriska och initialt inneslutna syret inte att överstiga 500 µm och kommer således att ha en försumbar inverkan på minimivärdet för kapslarnas koppartjocklek.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Flera osäkerheter identifieras i samband med att olika kemiska aspekter av förvarets utveckling under driftskedet beaktas.

- Det finns en hög grad av osäkerhet i den detaljerade salthaltsfördelningen runt förvaret. Däremot kommer salthalten varken att bli så hög eller så låg att den påverkar förvarets funktion under denna period eller när det gäller dess framtida utveckling. Fördelningarna av salthalt, pH och andra egenskaper hos grundvattnet som tagits fram genom modellering av de tempererade förhållandena vid 2000 e Kr och som redovisas i avsnitt 10.3.7, är tillräckligt vida för att omfatta de små förändringar som orsakas av förvarets drift.
- Korrosionseffekterna av sulfid som producerats genom mikrobiell aktivitet med hjälp av organiskt material i bentonit och tillverkade material samt anaerob korrosion av stål som en energikälla redovisas vidare i avsnitt 10.3.13. Korrosionsdjupet till följd av det atmosfäriska och initialt inneslutna syret förväntas inte vara mer än 500 µm och kommer således att ha en försumbar inverkan på minimivärdet för kapslarnas koppartjocklek.

10.2.6 Driftverksamhetens effekter på färdigställda delar av förvaret

I SR-Can anges att: ”Bergmekaniska analyser tyder på att byggverksamheten ger en mycket lokal påverkan. Simuleringarna för det öppna förvaret tyder på att återmättnaden börjar mycket snart i de delar av förvaret som är återfyllda och förslutna. Följaktligen är det uppenbart att den fortsatta driften och uppförandet av förvaret inte skulle innebära någon skadlig inverkan på de färdigställda delarna av förvaret. Denna fråga kräver dock noggrann analys av både säkerhetsanalytiska skäl och för att fastställa arbetsrutinernas lämplighet vid byggnation under jord och under detaljundersökningsskedet.”

Vid projekteringen av förvaret tillämpas ett minsta avstånd på 80 m mellan en deponeringstunnel under uppförande och en återfylld deponeringstunnel. En studie har utförts /Jonsson et al. 2009b/ i syfte att undersöka om detta avstånd är tillräckligt för att säkerställa att det inte uppkommer några vibrations-skador från sprängning på ett sådant avstånd. Enligt /Jonsson et al. 2009b/ är det mest utsatta stadiet från vibrationssynpunkt det när bentonitbufferten placeras i deponeringshålet men kapseln ännu inte inplacerats. Under det här skedet kan den ihåliga kolonnen av bentonitblock vibrera fritt inuti deponeringshålet. En tredimensionell modell i 3DEC, som kan fånga upp bentonitbuffertens rörelsemönster, sattes upp och kalibrerades med inspelade vibrationer från TASQ-tunneln i Äspölaboratoriet. Den slutsats som drogs var att bentonitbufferten kommer att utsättas för en förskjutning som är mindre än 0,5 mm när sprängverksamhet förekommer vid ett avstånd på 30 m med en laddning på 4 kg.

Dessa analyser bekräftar slutsatsen i SR-Can att den fortsatta byggnationen och driften av förvaret inte kommer att innebära någon negativ påverkan på de färdigställda delarna av förvaret, under förutsättning att sprängverksamheten har ett minimiavstånd på 80 m från de färdigställda delarna. Dessutom visar analyser att detta minimiavstånd sannolikt kan vara kortare utan att det innebär någon försämrad säkerhet.

Enligt vad som anges i avsnitt 10.2.4 kan inte kanalbildning, som följs av erosion av buffert och återfyllning i tunnlar där deponering redan skett, uteslutas i SR-Site. Omkring 100 kg torr bentonit kan eroderas bort från ett deponeringshål utan att äventyra buffertens funktion. Den möjliga inverkan är väsentlig, men fallet med punkterosion är ganska osannolikt. Situationen hanteras genom att potentiella deponeringspositioner som har ett alltför högt inflöde undviks. Därmed behöver de inte behandlas ytterligare i riskutvärderingen. Eftersom inflödet till återfyllningen inte kan vara högre än den tillgängliga porvolymen i deponeringstunneln kan den maximala erosionen uppgå till 1 640 kg. Med tanke på den stora mängden återfyllning i tunneln, omkring 34 000 kg per meter tunnel (se tabell 5-21), antas en omfördelning på 1 640 kg inte ha någon inverkan alls på återfyllningens funktion.

10.2.7 Sammanfattning av bygg- och driftskedet

Sammanfattning av systemets utveckling

Förvarssystemets tillstånd i början av bygg- och driftskedet är liktydigt med det initialtillstånd som beskrivs i kapitel 5.

Systemets utveckling under detta skede domineras av bygg- och driftverksamheten. Utvecklingen skiljer sig därför på olika sätt från den i senare stadier, eftersom den senare i allt väsentligt drivs av naturligt förekommande processer. I princip beror denna utveckling även på hur snabbt bergguttaget för förvaret och deponeringen fortskrider, men detta specificeras inte i det nuvarande skedet av förvarslayout- och projekteringsarbetet. Det är möjligt att dra flera slutsatser utan dessa utförliga specifikationer.

Perioden förutsätts pågå under några tiotal år upp till hundra år, beroende på hur snabbt bygg- och driftverksamheten fortskrider och på det totala antalet kapslar som ska deponeras.

Från radiologisk synpunkt kommer strålintensiteten från varje deponerad kapsel att minska under denna period. Detta har en direkt påverkan på de deponerade kapslarnas resteffekt.

Den termiska utvecklingen kommer att domineras av kapslarnas värmeeffekt. Vissa delar av det tekniska barriärsystemet kommer att uppnå sina maximala temperaturer under bygg- och driftskedet, eftersom detta vanligen sker efter några tiotal år. Denna utveckling behandlas utförligare i nästa avsnitt, eftersom den fortsätter i tusentals år och eftersom de lokala maximitemperaturerna är okänsliga för mindre förändringar i driftsekvensen, se avsnitt 10.2.1.

Den mekaniska utvecklingen domineras av bergguttaget. En uppenbar mekanisk påverkan är skapandet av bergutrymmen för förvaret. Enligt avsnitt 10.2.2 kan följande slutsatser dras angående ytterligare mekaniska konsekvenser.

- Det förväntas ingen säkerhetsrelaterad påverkan från de få fall av spjälkning som sker före inplaceringen av kapslar, förutsatt att de åtgärder som förutses i **Berglinjerapporten** genomförs. Det gör det möjligt att utesluta detta fenomen vid riskutvärderingen.
- Det finns fullt tillräckliga belägg för att en potentiell skadad zon (EDZ) kommer att hållas under den högsta tillåtna transmissivitet som fastställts genom konstruktionsförutsättningarna. Data tyder på att en kontinuerlig skadad zon inte skulle utvecklas över huvud taget. Givet att förekomsten av EDZ för närvarande endast kan fastställas genom indirekta mätningar, är det motiverat att förutsätta en skadad zon enligt konstruktionsförutsättningarna, dvs med en axiell transmissivitet på 10^{-8} m²/s, som ett grundantagande för vidare analyser. Dessutom är det motiverat att undersöka hur transmissiv en EDZ behöver vara för att markant påverka andra säkerhetsfunktioner, liksom att undersöka påverkan när en axiellt kontinuerlig skadad zon saknas helt.
- Reaktivering av sprickor som orsakats av spänningsomlagring leder endast till obetydliga öknings av transmissiviteten i sprickor i närområdet, till skillnad från sprickor som löper parallellt med, och mycket nära, tunneln. I verkligheten kommer inte sprickor att vara fullständigt parallella med tunneln där det finns deponeringshål, i synnerhet eftersom deponeringshål som skärs av sprickor som korsar fler än fyra deponeringshål kommer att uteslutas enligt EFPC (Extended Full Perimeter Intersection Criterion). Det innebär att denna effekt kan försummas eller åtminstone omfattas av antagandet för EDZ om 10^{-8} m²/s längs tunneln.
- Inducerad seismisk aktivitet: Konsekvenserna av inducerad seismisk aktivitet kan uteslutas i riskberäkningen.

Från hydraulisk synpunkt domineras utvecklingen av inverkan från uppträngning av saltvatten respektive sänkning av grundvattennivån på grund av berguttaget för förvaret. De hydrogeologiska studier som presenteras i avsnitt 10.2.3 visar att salthalterna i allmänhet minskar på förvarnsnivå till följd av att grundare liggande vatten dras ned, förutom i några få positioner där salthalterna ökar något till följd av uppträngning av saltvatten. Inflödet till förvaret är mycket litet, men det bör noteras att grundvatten kommer att sippra in i de redan igenpluggade deponeringstunnlarna och således påverka potentialen för kanalbildning och erosion i bufferten och återfyllningen i dessa tunnlarna.

Dräneringen av vatten in till den öppna delen av förvaret påverkar den hydrauliska utvecklingen för buffert, återfyllning och pluggar i de tunnlarna där deponering redan genomförts. Pluggen måste kunna begränsa det vattenflöde som kommer ut från den återfyllda tunneln, i första hand för att minimera effekterna av kanalbildning i buffert och återfyllning. Modellering har visat att det kommer att ta 5–20 år för att mätta bentonitförlutningen innanför pluggen. Det betyder att antingen gränssytan mellan plugg och berg eller pelletfyllningen i förlutningen måste begränsa flödet under den perioden. De exakta kraven på förlutningens prestanda har ännu inte formulerats, men pluggutformningen kommer under alla omständigheter att justeras för att uppfylla föreskrivna krav. Eftersom pluggens enda funktion är att säkerställa initialtillståndet före förlutning analyseras inte bristande pluggfunktion i SR-Site.

- Kanalbildning och åtföljande vattenflöde från en spricka in i ett deponeringshål och vidare ut i deponeringstunneln kan inte uteslutas om inflödes hastigheten är högre än buffertmaterialets vattenabsorptions hastighet, eftersom pelletfyllningen och bentonitblocken inte kan hindra vatteninflödet förrän deponeringshålen och deponeringstunneln är vattenfyllda och den hydrauliska gradienten bestäms av ändpluggen. Erosionstester har visat att mängden torrmateriell hos eroderad bentonit kan modelleras som en funktion av det inströmmade vattnets totala volym.
- Beräkningarna av svällningen och homogeniseringen av en halv torus som bildats genom erosion visar att svällningen ger en kraftig minskning av densitet och svälltryck hos den eroderade volymen till följd av bentonitens friktion. Omkring 100 kg torr bentonit kan eroderas bort från ett deponeringshål utan att äventyra buffertens funktion. Situationen hanteras genom att deponeringshål med för höga inflöden undviks, se avsnitt 5.2.1, och den behandlas inte vidare i SR-Site. Osäkerheten i bedömningen av den eroderade volymen behöver dock beaktas i samband med att konstruktionsförutsättningarna för tillåtet inflöde till deponeringshål ses över, se vidare avsnitt 15.5.

Under bygg- och driftskedet beror den kemiska utvecklingen huvudsakligen av de förändringar av naturliga förhållanden som orsakats av förvaret i sig. Följande slutsatser kan dras från de resultat som presenterades i avsnitt 10.2.5.

- Det finns en hög grad av osäkerhet i den detaljerade salthaltsfördelningen runt förvaret. Salthalten kommer dock varken att bli så hög eller så låg att den påverkar förvarets funktion under denna period eller när det gäller dess framtida utveckling. De fördelningar av salthalt, pH och andra egenskaper hos grundvattnet, som framtagits genom modellering av de tempererade förhållandena vid 2000 e Kr och som redovisas i avsnitt 10.3.7, är tillräckligt vida för att omfatta de små förändringar som orsakas av förvarets drift.
- Sannolikt kommer en kort alkalisk puls att bildas i grundvattnet från cement med lågt pH, sprutbetong och betong, men dess effekter kommer att vara försumbara.
- Ökad utfällning av kalcit och järn(III)-oxyhydroxider kommer att ske vid tunnelväggen under driftverksamheten. Processen bedöms emellertid inte ha några konsekvenser för förvarets funktion.
- Kvarlämnat organiskt material kommer att förbrukas av mikrober, varvid de huvudsakliga effekterna är en ökad syreförbruknings hastighet och eventuellt även sulfatreduktion. Den största reservoaren av organiskt kol i förvaret är det organiska material som ingår i bentoniten. Detta kan bidra till kapselkorrosion om det kan göras tillgängligt för mikrobiell sulfatreduktion. Denna fråga beaktas vid bedömningen av kapselkorrosion under den inledande tempererade perioden, se avsnitt 10.3.13.
- En ökad kolloidbildning under bygg- och driftskedet kommer inte att påverka förvarets funktion ur ett långsiktigt perspektiv, eftersom kolloidkoncentrationerna snabbt kommer att återgå till normala värden.
- Resterande syre i förvaret kommer att förbrukas av antingen kemiska processer eller mikrober. Huvuddelen av det syre som finns i återfyllningen, som har den största porvolymen i deponeringstunnlarna, kommer att reagera och således inte diffundera in i bufferten och nå kapselytan.
- Kapselns korrosionsdjup till följd av det atmosfäriska och initialt inneslutna syret förväntas inte vara mer än 500 µm och kommer således att ha en försumbar inverkan på minimivärdet för kapslarnas koppertjocklek.

Säkerhetsfunktionsindikatorer i slutet av bygg- och driftskedet

Dels till följd av det gradvisa berguttaget för förvaret och dels till följd av den rumsliga variationen hos förhållandena i berget kommer systemets tillstånd i slutet av bygg- och driftskedet att variera, exempelvis mellan deponeringshål.

Dessutom har flera av säkerhetsfunktionsindikatorerna endast definierats för ett vattenmättat förvar, vilket betyder att det inte är meningsfullt att diskutera flera av säkerhetsfunktionsindikatorerna i det här skedet.

Därför senareläggs den detaljerade diskussionen om säkerhetsfunktioner och status hos säkerhetsfunktionsindikatorerna till slutet av redovisningen av den inledande tempererade perioden, se avsnitt 10.3.16. Där beaktas även utvecklingen under bygg- och driftskedet.

10.3 Den inledande perioden med tempererat klimat efter förslutning

10.3.1 Inledning

Den inledande perioden med tempererat klimat kan förväntas pågå under flera tusen år efter förslutningen av förvaret. Sett utifrån förvarets förmåga att uppfylla myndighetsföreskrifterna är de inledande tusen åren efter förslutningen särskilt intressanta, eftersom SSM:s föreskrifter kräver en utförligare redogörelse för förvarets utveckling under denna period. Eftersom många av de inledande fenomenen i förvarssystemet inträffar inom en period av tusen år och varje fenomen studeras i den tidskala som bäst passar dess karaktär, fås automatiskt en utförligare redogörelse för denna tidsperiod. Exempel på sådana fenomen är återmättnad av berget, mättnad av bufferten och återfyllningen samt den termiska transienten med sina inducerade mekaniska effekter. Utvecklingen av biosfären är tydligt uppdelad i en inledande period av tusen år och en efterföljande utvecklingsperiod som varar till slutet av perioden med tempererat klimattillstånd.

10.3.2 Externa förhållanden

De externa förhållandenas utveckling under de första tusen åren bygger på den kunskap som för närvarande finns om Forsmark samt på extrapoleringar av nuvarande trender, exempelvis om förändringar av kustlinjen. Utvecklingen av klimatrelaterade processer under den återstående delen av den inledande perioden med tempererat klimat bygger på en upprepad modellrekonstruktion av hur inlandsis, kustlinje och permafrost utvecklade sig under den senaste glaciationscykeln, inklusive Weichselglaciationen, dvs från 120 000 år sedan fram till i dag, se även avsnitt 10.4.1. I referensglaciationscykeln är den inledande perioden med tempererat klimat efter uppförandet av förvaret cirka 8 000 år lång. Under den en miljon år långa analysperioden antas att flera identiska referensglaciationscykler om vardera 120 000 år följer på varandra. I denna process är var och en av de mellanliggande interglaciala perioderna, som lokalt definierats för Forsmark, totalt omkring 20 000 år. Under dessa framtida interglacialer är förvaret täckt av Östersjön omkring hälften av tiden, vilket resulterar i att förvaret under varje interglacial utsätts för tempererade klimatförhållanden under omkring 8 000 år, se avsnitt 4.4.4 i **Klimatrapporten**.

I referensglaciationscykeln antas klimatets variationer på lång sikt enbart påverkas av naturliga klimatvariationer och inte av antropogent orsakad global uppvärmning. Historiska klimatdata (paleoklimatdata) som illustrerar naturliga klimatvariationer och trender kan därför användas för att bedöma referensglaciationscykelns klimat under de inledande tusen åren med tempererade förhållanden. Klimatvariationer i Sverige har under det senaste årtusendet omfattat förändringar i både lufttemperatur och nederbörd /Moberg et al. 2006/. Dessa förändringar har emellertid inte varit stora. Om man använder ett 30-årigt utjämningsfilter för simulerade lufttemperaturdata visar resultaten för södra Sverige, inklusive Forsmarksregionen, att den årliga variationen i lufttemperatur var upp till omkring ± 1 °C för variationer långsammare än cirka 30 år /Moberg et al. 2006, figur 6-1/. I referensglaciationscykeln antas därför att variationerna i det tempererade klimatet, med avseende på temperatur och nederbörd, under de kommande första tusen åren också är relativt små, samt – i enlighet med grundantagandet – att klimattrenderna under denna period följer mönstren för naturliga klimatvariationer.

Referensglaciationscykeln har tagits fram genom att förändringar i inlandsisutbredning, permafrost och kustlinje har modellerats utifrån tolkningar av historiska klimatdata samt genom att använda regionala klimatförhållanden och topografi för Fennoskandia, se **Klimatrapporten**. Detta angreppssätt,

tillsammans med en lokal definition för slutet av den nuvarande interglacialen, se avsnitt 4.5 i **Klimatrapporten**, ger att den nu pågående initiala perioden med tempererat klimat kommer att pågå ytterligare omkring 8 000 år. Med detta angreppssätt beräknas även när samtliga av de följande perioderna med tempererat klimat under referensglaciationscykeln kommer att inträffa och hur länge de kommer att vara i detta exempel på klimatutveckling, se avsnitt 10.4.1. För modelleringen av inlandsisen används – liksom i många andra liknande studier – en paleotemperaturkurva från centrala Grönland, eftersom det inte finns någon sådan motsvarande kontinuerlig klimatkurva från Fennoskandia. Även om paleotemperaturkurvan från Grönland och dess användning för fennoskandiska förhållanden inbegriper stora osäkerheter, se bilaga A i **Klimatrapporten**, är detta emellertid inte en nackdel med tanke på det allmänna angreppssätt som används. Detta angreppssätt innebär att en referensglaciationscykel som beskriver *ett relevant exempel* på en framtida klimatutveckling för de kommande 120 000 åren först konstrueras och därefter konstrueras andra kompletterande klimatfall som täcker in ett bredare spektrum av möjliga framtida klimatutvecklingar, vilka har potentiellt större påverkan på förvarets säkerhet. Dessa kompletterande fall innehåller ofta gränssättande fall för parametrar av vikt för förvarets säkerhet.

Ett klimatfall som inbegriper global uppvärmning till följd av ökade mängder växthusgaser i atmosfären på grund av mänskliga aktiviteter beskrivs i avsnitt 10.6.

10.3.3 Biosfären

Processer av betydelse för den långsiktiga biosfärsutvecklingen

Den långsiktiga utvecklingen av landskapet i Forsmarksområdet beror på två huvudsakliga faktorer som åtminstone delvis är beroende av varandra, nämligen *klimatvariationer* och *strandlinjeförskjutning*. Tillsammans påverkar dessa två faktorer i hög grad ett flertal processer, vilka i sin tur avgör utvecklingen av olika ekosystem. Några exempel på sådana processer är erosion och sedimentation, grundvattenbildning och -utströmning, bildning av jordarter, primärproduktion och nedbrytning av organiskt material. Dessa processer diskuteras utförligare i samband med beskrivningen av landskapets utveckling i /Lindborg 2010/. Resultaten från den hydrogeologiska modelleringen /Joyce et al. 2010/ visar att utströmning av djupt grundvatten nästan uteslutande kommer att ske vid lågpunkter i landskapet, dvs i sjöar, våtmarker och vattendrag samt i kustnära havsområden. Beskrivningen av landskapets utveckling fokuserar därför på dessa områden, där potentiellt utsläppta radionuklider skulle kunna ackumuleras.

Strandlinjeförskjutningen har periodvis haft stor påverkan på Forsmarksområdet, både före och efter den senaste isavsmältningen. Vid tidpunkten för den senaste isavsmältningen omkring 8800 f Kr var detta område täckt av cirka 150 m sötvatten av glacialt ursprung och den närmaste kustlinjen låg omkring 100 km väster om Forsmark, se kapitel 3 i /Söderbäck 2008/. Därefter har landhöjningen pågått kontinuerligt med ett långsamt avstannande förlopp. Landhöjningens hastighet i Forsmark har avtagit från cirka 3,5 m/100 år omedelbart efter isavsmältningen till dagens hastighet av cirka 0,6 m/100 år. Denna hastighet antas minska ytterligare, för att omkring 30 000 år e Kr vara obetydlig, se figur 10-101.

Den pågående strandlinjeförskjutningen kommer kontinuerligt att leda till att nya områden av havsbotten höjer sig ovanför vågbasen. Därmed kommer nya sediment att utsättas för vågerosion och resuspenderade finkorniga partiklar kommer att transporteras bort från området ut i Bottenhavet eller åter sedimentera på djupare bottenar inom det undersökta området /Brydsten och Strömberg 2010/. Följaktligen kan omfördelningen av sediment ha stor betydelse för transporten och ackumuleringen av de radionuklider som potentiellt skulle kunna komma från ett framtida förvar.

När nya områden av det som i dag är havsbotten höjer sig över havsnivån börjar de kalciumrika kvarlämnade avlagringarna att vittra. Det mesta av den lättvittrande kalciten i den övre regoliten kommer att lösas upp och spolats ut inom en period av några tusen år /Tröjbom och Grolander 2010/. Det betyder att den stora påverkan som de kalciumrika avlagringarna har på de terrestra och limniska ekosystemen kommer att minska med tiden. Det är till exempel troligt att de oligotrofa hårdvattenssjöarna, som är kännetecknande för kustområdet i Forsmark i dag, kommer att omvandlas och bli mer dystrofa (lågt pH, brunvatten) inom några tusen år efter att de isolerats från havet, se /Andersson 2010/.

Strandlinjeförskjutningen kommer också att leda till en kontinuerlig och förutsägbar förändring av den abiotiska miljön, när det gäller exempelvis vattendjup och tillgång på näringsämnen. Det är därför lämpligt att beskriva ursprung och succession av viktiga ekosystemtyper i förhållande till strandlinjeförskjutningen. Ett exempel på detta är när en havsvik isoleras och bildar en sjö som sedan utvecklas och omvandlas till en våtmark. När sjön åldras ansamlas sediment och organiskt material till följd av sedimentation och vegetationstillväxt och så småningom kommer alla sjöar att omvandlas till våtmarker. Sedimentationshastigheten sjunker när sjöns volym minskar /Brydsten

2004/, medan kolonisationen av strandnära växter kräver grunt vatten (< 2 m). Hur snabbt en sjö växer igen beror alltså på dess djup, ytstorlek och volym /Brydsten och Strömngren 2010/. Myrar kan också utvecklas på nybildat land, utan att först genomgå sjöstadiet /Kellner 2003/.

De första tusen åren efter förslutningen av förvaret

Den vertikala delen av strandlinjeförskjutningen beräknas uppgå till nästan 6 m under de kommande tusen åren om en nästan konstant landhöjningstakt av 6 mm/år /Ekman 1996, Hedenström och Risberg 2003/ och en konstant absolut havsnivå antas. Utifrån detta scenario beskrivs nedan en trolig utveckling av platsen.

Strandlinjeförskjutningen kommer att ha flyttat kustlinjen horisontellt till cirka 1 km öster om förvaret år 3000 e Kr, vilket betyder att delar av det som i dag är havsbotten kommer att bli land. Vissa av havsvikarna kommer att isoleras och omvandlas till sjöar, se figur 10-11. Den pågående regressionen skapar ett övergångsmönster, där kustvegetationen som domineras av örter, halvgräs och gräs ersätts av skogsvegetation. Vilka vegetationstyper som dominerar under denna övergång avgörs i huvudsak av sammansättningen hos de underliggande kvartära avlagringarna, vilken i sin tur beror på i vilken omfattning den grunda kusten tidigare har exponerats för vågor.

Under perioder med höga havsnivåer kommer de nysolierade sjöarna ibland att översvämmas med bräckt vatten från Bottenhavet på samma sätt som observeras i lågt belägna sjöar i detta område i dag.

Alla sjöar som i dag finns i Forsmarksområdet är små och grunda. Det betyder att stora delar av sjöarna kommer att omvandlas till våtmarker under de kommande tusen åren /Brydsten och Strömngren 2010/. Till exempel förväntas två av de mindre sjöarna som ligger nära det planerade förvaret, Puttan och Norra Bassängen, att nästan helt ha omvandlats till våtmarker år 3000 e Kr, medan en mindre del av den större sjön Bolundsfjärden fortfarande kommer att vara öppet vatten, se Bilaga C för en karta över Forsmarksområdet i dag.

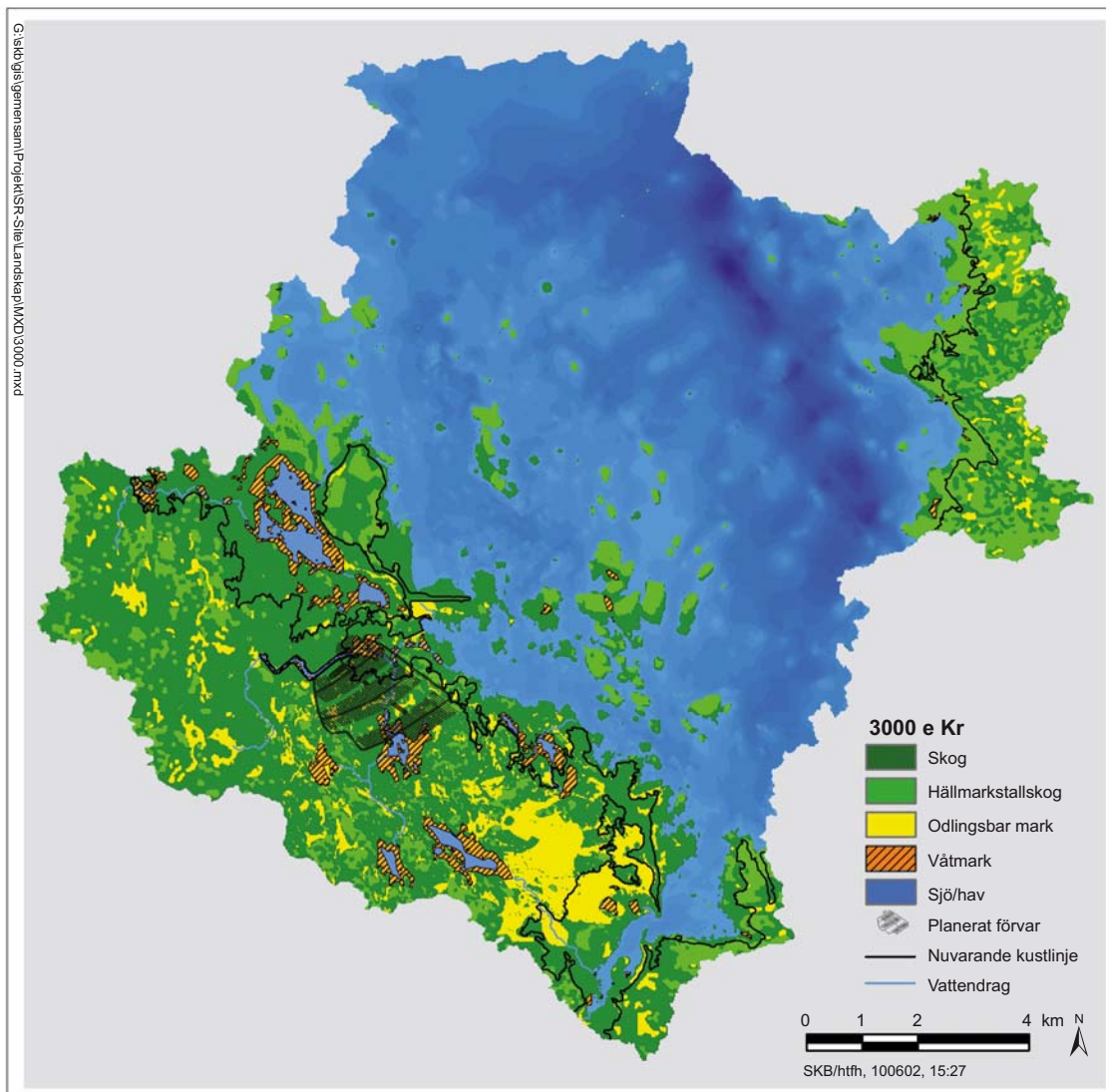
Den utsprängda djupa inloppskanalen för kylvatten till kärnkraftverken, som ligger direkt norr om det planerade förvaret, kommer att ha isolerats från havet omkring år 2500 e Kr /Lindborg 2010/. Om den lämnas orörd efter avvecklingen av kärnkraftverken kommer den troligen att förbli en sjö långt efter det att de inledande tusen åren är till ända. Dessutom kommer två nya, relativt stora sjöar att isoleras från havet norr om förvaret och väster om dagens ”Biotestsjö” under den senare delen av perioden, se figur 10-11.

När havsbotten nära kusten blir grundare kommer de bottnar som exponeras för vågor att eroderas. I vissa skyddade områden belägna i en skärgård med allt fler öar kommer ackumulation av sediment att ske under en kort period /Brydsten 2009/. Cirkulationen i Öregrundsgrepen förväntas vara i stort sett densamma som i dag /Karlsson et al. 2010/. Salthalten i Bottenhavet förväntas minska något under de inledande tusen åren till omkring 4,8 promille, med antagandet att avrinningen till Bottenhavet förblir densamma /Gustafsson 2004/.

Potentialen för ett hållbart utnyttjande av födotillgångarna i området under de kommande tusen åren förväntas inte skilja sig mycket från dagens situation. Endast mindre arealer av det nybildade landet kommer att kunna odlas. Det beror dels på de blockrika moräna sedimenten i de tidigare havsområdena och sjöarna, dels på problem med att dränera de lågt belägna nya områdena /Lindborg 2010/. Nya områden kommer emellertid att kunna utnyttjas som betesmark för boskap.

Människornas potentiella tillgång på vatten förväntas vara i stort sett densamma under denna period. Vattnet i många av de sjöar som finns i området i dag, exempelvis Bolundsfjärden och Puttan, smakar illa på grund av närbelägna myrar och tillfälligt höga salthalter. I framtiden skulle den djupa kanalen norr om förvaret kunna fungera som sötvattenreservoar när salthalten minskar. Även vattendraget genom Bolundsfjärden skulle eventuellt kunna användas som en sötvattenstäkt. Nya brunnar kan borraras i berggrunden eller grävas i regoliten i det område som är land i dag, medan de nybildade landområdena kommer att vara för unga för att brunnar ska kunna borraras eller grävas om man antar att man kommer att använda samma metoder som används i dag /Kautsky 2001/. Vattenkvaliteten i de brunnar som har borrhats i detta område är emellertid dålig och det är i dag få brunnar som används för dricksvatten /Ludvigson 2002/.

Sammanfattningsvis antas förvarsplatsens biosfär under de kommande tusen åren vara ganska lik den som råder i dag. De viktigaste förändringarna är den naturliga igenväxningen av sjöar och en begränsad strandlinjeförskjutning med åtföljande effekter på kustnära områden och grunda kustbassänger.



Figur 10-11. Modellerad fördelning av vegetation och markanvändning i Forsmark år 3000 e Kr. Samtliga områden som eventuellt skulle kunna odlas visas på kartan som odlingsbar mark, se kapitel 4 i /Lindborg 2010/. Dagens kustlinje visas som en svart linje och de mörkare blå områdena representerar djupare delar av havet.

Biosfärens utveckling efter tusen år fram till slutet av den inledande perioden med tempererat klimat i Forsmark

Enligt referensglaciationscykeln i SR-Site, se avsnitt 10.4.1, kommer det att råda tempererade förhållanden i Forsmark fram till omkring 10 000 år e Kr. Antagandet för denna period är att strandlinjen fortsätter att dra sig tillbaka, men i en gradvis avtagande takt /Lindborg 2010/, se även avsnitt 10.4.1. Inledningsvis kommer strandlinjen att förflyttas horisontellt ungefär 1 km per tusen år. Detta kommer i hög grad att påverka landskapet, i synnerhet under periodens första del. Så småningom kommer detta att leda till en situation där det planerade förvaret befinner sig i inlandsmiljö, snarare än i kustmiljö, se figur 10-12.

Sundet vid Öregrund, som ligger söder om det modellerade området, förväntas ha avsnörts omkring 3000 e Kr, varvid Öregrundsgrepen omvandlas till en vik. Detta kommer att påverka vattencirkulationen och i takt med att viken blir allt smalare kommer vattenomsättningen att begränsas ytterligare. Vid periodens början förväntas emellertid inte omsättningen vara längre än ett par veckor, förutom för vissa mindre delbassänger som nästan har isolerats från havet /Karlsson et al. 2010, Engqvist och Andrejev 2000/. Under perioden från år 3000 till år 5000 e Kr förväntas en innerskärgård att utvecklas nordöst om förvaret. Omkring år 5000 e Kr kommer många sund i denna skärgård att ha avsnörts och ett antal sjöar att ha isolerats från havet.

År 5000 år e Kr kommer kustlinjen att ligga cirka 5 km bort från förvaret. Ett litet vattendrag dränerar området ovanför förvaret och några små, grunda sjöar förväntas finnas längs med vattendraget. Detta lilla vattendrag kommer att förenas med ett stort vattendrag bestående av de sammanslagna Forsmarksån och Olandsån vilka dränerar en stor del av norra Uppland (avrinningsområde $1,3 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) vid omkring 5000 e Kr. Under perioden från år 3000 e Kr till år 10 000 e Kr krymper Öregrundsgrepen gradvis så att den till slut utgör en kort och smal vik längs med Gräsö, se figur 10-12.

I det modellerade området kommer ett stort antal sjöar att isoleras från havet under perioden från år 3000 e Kr till år 10 000 e Kr. De flesta av de nya sjöarna är små och grunda och förväntas växa igen och omvandlas till myrar inom en period av 2 000 till 6 000 år /Brydsten och Strömgregren 2010/. Omkring 10 000 år e Kr kommer nästan alla sjöar i området att ha växt igen och endast några inledningsvis relativt sett stora och djupa sjöar nära Gräsö förväntas fortfarande vara öppna, se figur 10-12.

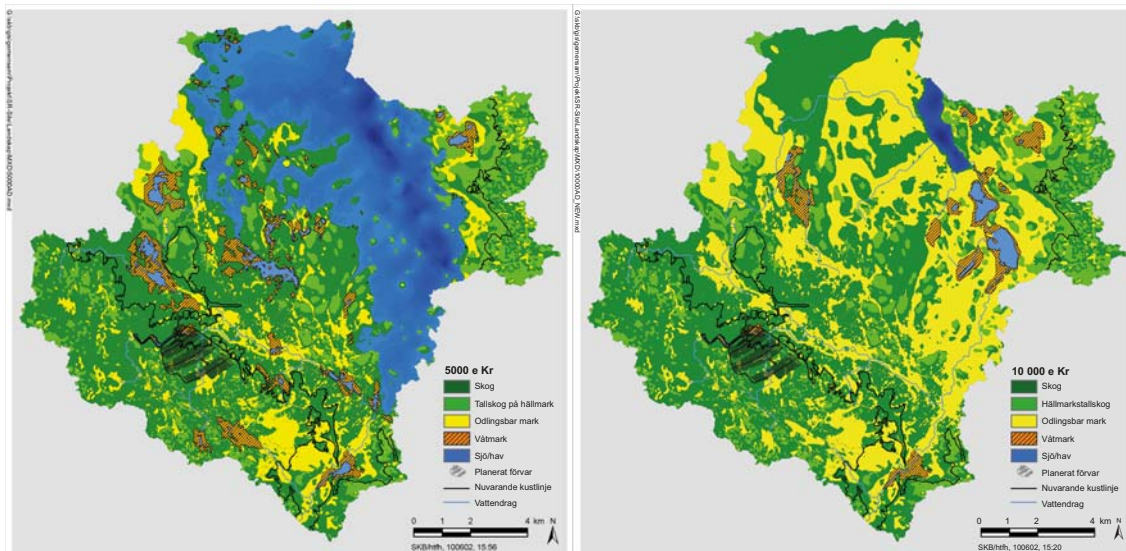
Havets salthalt kommer kontinuerligt att minska på grund av landhöjningen av de grunda områdena vid Åland mellan Bottenhavet och den egentliga Östersjön. Omkring år 6000 e Kr förväntas salthalten ha minskat till 3–4 promille, vilket betyder att ett ekosystem som påminner om det som finns i Norra kvarken i dag – med färre marina arter och fler sötvattensarter – kommer att utvecklas.

Enligt /Brydsten 2009/ kan ackumulation av sediment ske både på botten på stora vattendjup och på grunda botten som ligger skyddade från vågexponering inomskärs. Erosion sker i huvudsak på grunda botten som exponeras för vågor. Transportbotten återfinns överallt mellan dessa båda ytterligheter, dvs på måttliga djup med måttlig vågexponering. Det betyder att havsbotten i modellområdet kommer att uppvisa en karakteristisk utveckling över tiden, en utveckling som börjar med en ackumulationsperiod på grund av det stora vattendjup som kommer att råda tidigt efter isavsmältningen. Därefter kommer en transportperiod och sedan en period där erosion dominerar i takt med att vattendjupet minskar allt mer. Slutligen kan transport och ackumulation förekomma på skyddade platser under en kort period innan havsbotten blir land. Detta betyder att det endast är mycket begränsade delar av modellområdet som kommer att uppvisa kontinuerlig ackumulation av sediment under hela den marina perioden. De små områden där en kontinuerlig ackumulation potentiellt skulle ha kunnat pågå sedan den senaste isavsmältningen är belägna i de djupaste delarna av Öregrundsgrepen /Brydsten och Strömgregren 2010/.

Stora delar av den nybildade marken kommer att vara olämplig för odling på grund av avlagringar som huvudsakligen består av block och sten, se /Lindborg 2010/. Det finns emellertid stora områden i centrala Öregrundsgrepen med finkornigt sediment som kan brukas. Även områden med organiska jordar på tidigare sjöar och myrar skulle kunna brukas. Förmodligen kommer sådana organiska jordar att varaktigt kunna nyttjas endast under begränsade perioder, eftersom sammanpressning och oxidation av det organiska materialet kommer att sänka markytan och leda till dräneringsproblem, se /Lindborg 2010/.

Produktionen av potentiell föda i jordbruksområden är hundra gånger högre än den i akvatiska eller icke uppodlade terrestra områden /Andersson 2010, Aquilonius 2010, Löfgren 2010/. Eftersom den andel land som är möjlig att bruka kommer att öka då nya landområden bildas, innebär det att den potentiella livsmedelsproduktionen totalt sett förväntas öka under denna period. Det antal människor som skulle kunna försörjas genom den föda som produceras inom Forsmarksområdet beror emellertid i mycket hög grad på i vilken utsträckning marken används för odling.

Tillgången på sötvatten för mänsklig användning förväntas öka gradvis. Som nämndes ovan kommer det att bildas nya sjöar och vattendrag, men de flesta av sjöarna kommer att vara kortlivade på grund av att de är så grunda. Nytt grundvatten, som skulle kunna utnyttjas som dricksvatten, kommer att finnas tillgängligt när kustlinjen flyttas österut. Bland de redan befintliga geologiska formationerna skulle Börstilåsen, belägen cirka 4 km sydöst om det planerade förvaret, kunna ge grundvatten av dricksvattenkvalitet. Det finns emellertid ingenting i de hydrogeologiska modelleringsresultaten som tyder på att denna akvifär kommer att ha någon kontakt med utströmmande grundvatten från förvaret /Joyce et al. 2010/.



Figur 10-12. Modellerad fördelning av vegetation och markanvändning i Forsmark år 5000 e Kr och år 10 000 e Kr. Samtliga områden som eventuellt skulle kunna odlas visas på kartan som odlingsbar mark, se kapitel 4 i /Lindborg 2010/. Dagens kustlinje visas som en svart linje och de mörkare blå områdena representerar djupare delar av havet.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Beskrivningen av landskapets utveckling under den inledande tempererade perioden är förenad med tre huvudsakliga osäkerheter:

1. Landskapets utformning, exempelvis storleken på och platsen för framtida sjöar och vattendrag, samt avlagringarnas djup och stratigrafi.
2. Tidpunkten för olika händelser, exempelvis regression samt isolering och igenväxning av sjöar.
3. Sammansättningen av och egenskaperna hos människor, växter och djur som bebor det framtida landskapet.

Osäkerheter i utvecklingen av landskapets utformning i Forsmark hanteras inte explicit i modelleringen. Utvecklingen av det modellerade landskapet ska alltså betraktas som ett exempel på en möjlig framtid, ett exempel som bygger på en grundlig förståelse av de i dag befintliga geometrierna och på en förväntad strandlinjeförskjutning. Topografin förväntas inte variera i någon betydande omfattning under perioden. De huvudsakliga osäkerheterna i det framtida landskapets utveckling hänger samman med var trösklarna för de framtida sjöarna är belägna.

Landskapet kan delas upp i avrinningsområden som avgränsas av vattendelare. I SR-Site-analysen identifieras lågt belägna områden som, enligt den hydrogeologiska modelleringen /Joyce et al. 2010/, potentiellt kommer att påverkas av utströmning av djupt grundvatten. Dessa områden beskrivs utförligt över tiden, se även diskussionen om biosfärsobjekt i avsnitt 13.2. Varje biosfärsobjekt kommer normalt att gå igenom ett liknande händelseförlopp, från att vara en del av det öppna havet, via ett havsviksstadium, till en sjö som så småningom omvandlas till en våtmark (eller jordbruksmark). Biosfärsobjekten täcker således in en avsevärd variation, både vad gäller storleken (spannet på objektets ytstorlek är nästan två storleksordningar) samt tidpunkten och hastigheten för de olika händelserna i förloppet.

Osäkerheter som hänger samman med regolitlagrens djup och utveckling, igenväxningen av sjöar, den framtida ydrologin och egenskaperna hos de arter och befolkningar som bebor det framtida landskapet hanteras antingen som parametersäkerheter eller genom systemiska studier av alternativa scenarier vid modelleringen av transport och ackumulation av radionuklider i ysystemet, se avsnitt 13.2. Exempelvis har effekter av varierande hastigheter för sedimentation och vegetationsinväxt på sjöars utveckling och på sedimentdjup studerats /Brydsten och Strömgen 2010/.

Den årliga vattenbalansen för en grupp av sjöar i området, vilken varierar med avseende på storlek, utveckling och djupet hos det underliggande sedimentet, har använts för att sätta upp rimliga gränser för de framtida sjöarnas hydrologi. Dessutom används naturliga variationer i biomassa och

primärproduktion i tempererade vattenkosystem och våtmarksekosystem, som liknar dem som observeras i Forsmark i dag (eller förväntas utvecklas i området), för att karakterisera osäkerheter i egenskaperna hos de populationer som kan komma att finnas i det framtida landskapet.

I analysen av omsättningen av eventuellt utsläppta radionuklider i biosfären väljs det värsta fallet (dvs det med högst risk) för varje radionuklid under en interglacial från ett antal biosfärsobjekt i ett dynamiskt landskap, vilket täcker in varianter från ett helt vattentäckt landskap till ett helt och hållet terrestriskt landskap. Även om det exakta framtida landskapet är svårt att förutsäga omfattar således den systematiska landskapsanalysen och tillvägagångssättet för att uppskatta doser ett stort urval av framtida landskapsvarianter. Ytterligare detaljer om landskapsmodelleringen finns i avsnitt 13.2.

10.3.4 Termisk utveckling av närområdet

Inledning

Den termiska utvecklingen av närområdet har betydelse som allmänna indata för de mekaniska, kemiska och hydrologiska processerna. Det temperaturkriterium som är direkt relevant för säkerheten rör den maximala bufferttemperaturen, säkerhetsfunktionsindikator Buff4, se figur 10-2. Enligt kriteriet får denna temperatur inte överstiga 100 °C. Temperaturen är pessimistiskt vald för att med marginal undvika mineralomvandlingar i bufferten.

Förvarets termiska utveckling beror på berggrundens termiska egenskaper, den tilltänkta platsens initiala temperatur, förvarslayouten (dvs avståndet mellan kapslar och mellan tunnlar) samt på kapslarnas värmeeffekt. För den termiska utvecklingen inuti deponeringshålen är egenskaperna hos bentonitbufferten och hos eventuella luftfyllda hålrum ytterligare parametrar. Dessa egenskaper beror i stor utsträckning på vattentillgången, dvs på graden av mättnad, och kan skilja sig från ett deponeringshål till ett annat beroende på de lokala hydrauliska förhållandena.

Den högsta bufferttemperaturen kommer att uppnås någon gång mellan 5 och 15 år efter deponeringen. Vid denna tidpunkt beror ungefär 50 procent av den lokala temperaturökningen på värme från själva kapseln och 50 procent på värmebidraget från alla övriga kapslar. Det betyder att den lokala berggrundens förmåga att transportera värme spelar särskilt stor roll för den maximala temperaturen i de enskilda kapslarna. Detta innebär i sin tur att den nedre änden av fördelningen av bergets värmeledningsförmåga, den rumsliga variabiliteten och variationens skala är viktiga faktorer vid dimensioneringen.

SR-Site-analysen av den termiska utvecklingen bygger på de riktlinjer för dimensionering och de beräkningsscheman som fastställdes av /Hökmark et al. 2009/ samt på resultaten i projekteringsrapporten /SKB 2009c/ med avseende på layout D2 för Forsmark då dessa riktlinjer tillämpades, vilket beskrivs i **Berglinjerapporten** samt i avsnitt 5.2.2.

De numeriska beräkningarna i projekteringsrapporten är adekvata och tillräckliga för att visa att säkerhetsanalysens krav på 100 °C uppfylls för samtliga kapslar. Dessa beräkningar avser emellertid endast de första 20 åren efter deponeringen och gäller endast för kapslar som deponerats i bergpolymer som i huvudsak består av berg med låg värmeledningsförmåga. De kan inte användas för att uppskatta hur många kapslar som faktiskt kommer att nå maximala temperaturer som närmar sig den gräns som specificerades vid projekteringen. Det bör noteras att majoriteten av kapslarna kommer att deponeras i berg som har egenskaper som är ungefär desamma som domänens medelvärden och följaktligen uppnår lägre maximala temperaturer. Dimensioneringsberäkningarna fångar inte in den övergripande storskaliga och långsiktiga utvecklingen hos berget i förvarets omgivning. För att ta hänsyn till detta har ytterligare termiska analyser genomförts med hjälp av data från avsnitt 6.2 i **Datarapporten**. Dessa analyser redovisas utförligt i kapitel 5 i /Hökmark et al. 2010 /.

Fördelning av maximala bufferttemperaturer

En uppskattning av fördelningen av de maximala bufferttemperaturerna i *både torra och våta* deponeringshål kan göras genom att använda en analytisk lösning /Hökmark et al. 2009/ tillsammans med de fördelningar av värmeledningsförmågan i varje bergdomän som ges av avsnitt 6.2 i **Datarapporten**.

I torra deponeringshål nås den högsta bufferttemperaturen vid den översta delen av kapseln där bentoniten är i direkt kontakt med kapselns kopparyta, se figur 10-13 (till vänster). Observera att den varmaste punkten på kapselns yta finns på kapselns mitt i höjddled. I våta deponeringshål kommer det luftfyllda

hålrummet (spalten) mellan kapseln och bentonitblocken att vara tillslutet vid den tidpunkt då maximal temperatur råder. Bentoniten kommer också att vara i direkt termisk kontakt med kopparhöljet vid punkter på den vertikala kapselytan. I detta fall kommer den maximala bufferttemperaturen att sammanfalla med den varmaste punkten på kapselytan, dvs mitt på kapseln i höjddled, se figur 10-13 (till höger).

Den analytiska modellen tar inte hänsyn till de termiska egenskapernas rumsliga variationer, dvs antagandet är att de termiska egenskaperna är desamma överallt. De maximala bufferttemperaturerna, som beräknas med hjälp av värden på värmeledningsförmågan från den nedre änden av fördelningen, är därför överskattade. Motsvarande temperaturer från den övre änden av fördelningen är underskattade. En temperaturkorrigeringsfaktor, T_{corr} , som beaktar de termiska egenskapernas variabilitet har därför använts. Det bör noteras att temperaturkorrigeringen är ett ungefärligt sätt att ta hänsyn till den inhomogenitet som berggrundens termiska egenskaper uppvisar. Metoden jämfördes emellertid med numeriska analyser som modellerar den rumsliga variabiliteten och korrigeringen befanns kunna med god överensstämmelse förutsäga de avstånd som slutligen fastställdes i projekteringsrapporten.

Figur 10-14 visar fördelningen av de maximala temperaturerna då det avstånd mellan kapslarna som anges i layouten används. Två fall visas: med och utan temperaturkorrigeringen som beskrivs ovan. Utan korrigeringen förekommer både över- och underskattningar av temperaturen för kapslar som tillhör den nedre respektive övre änden av fördelningen av värmeledningsförmåga.

I genomsnitt skulle mindre än en deponeringsposition, av totalt 6 000 stycken, ha en maximal bufferttemperatur som överstiger 95 °C, vilket betyder att utformningskravet skulle vara uppfyllt med en marginal på 5 °C i denna analys. En mycket stor majoritet av kapslarna, omkring 98 procent, kommer att ha en marginal på 10 °C eller mer. Dessutom är de maximala temperaturerna överskattade på grund av följande:

- Samtliga kapslar antas vara deponerade med det nominella kapselavståndet över hela förvaret. I själva verket kommer vissa deponeringshål att uteslutas. Kapslar som gränsar till uteslutna positioner kommer att ha lägre temperaturer.
- Samtliga kapslar antas vara deponerade i de centrala delarna av deponeringsområdena. I verkligheten kommer omkring 1 000 kapslar att vara deponerade tillräckligt nära tunnarnas ändar för att de maximala temperaturerna där ska vara lägre.
- Samtliga kapslar antas vara fullständigt torra, med en 10 mm luftfylld spalt mellan kapseln och bentoniten. I verkligheten kommer mätnadsgraden att variera. En andel av hålen kommer att vara tillräckligt nära mätnad för att modellen för våta hål snarare än den för torra hål kan tillämpas, se figur 10-13. Detta kommer att sänka de maximala temperaturerna.

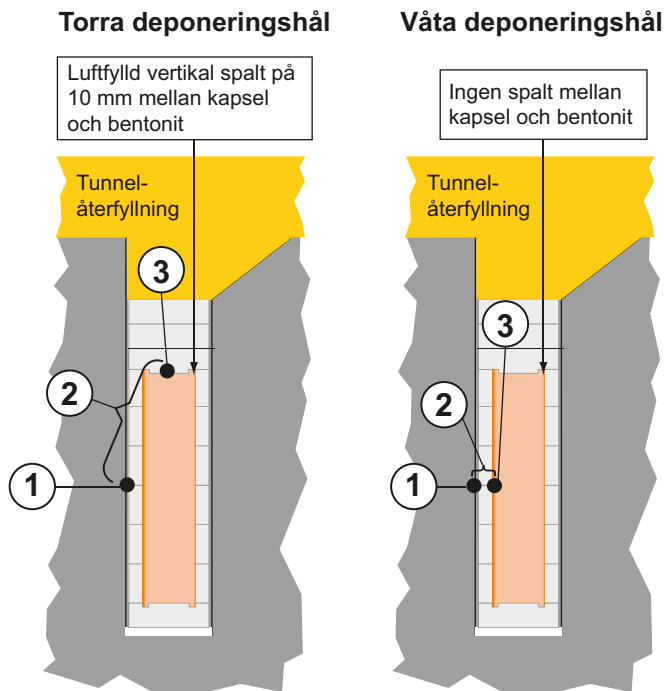
Deponeringsföljdens betydelse

Då den maximala temperaturen utvärderas görs antagandet att samtliga kapslar deponeras samtidigt. Analytiska temperaturberäkningar av /Hökmark et al. 2009/ visar att om kapslarna deponeras på ett ordnat sätt (dvs deponeringsområde för deponeringsområde) i en takt av två eller fyra dagar per kapsel, är ökningen i temperatur vid tidpunkten för maximal bufferttemperatur lägre än 0,2 °C, varför denna approximering kan anses vara motiverad. Det är emellertid möjligt att tänka sig deponeringsföljder där exempelvis en kapsel deponeras centralt i ett deponeringsområde i vilken deponering i samtliga övriga positioner skedde flera år tidigare. Detta skulle leda till mycket högre temperatur. Sådana situationer kommer emellertid alltid att undvikas. Denna observation understryker dock behovet av att deponeringsföljden hanteras noga med avseende på värme.

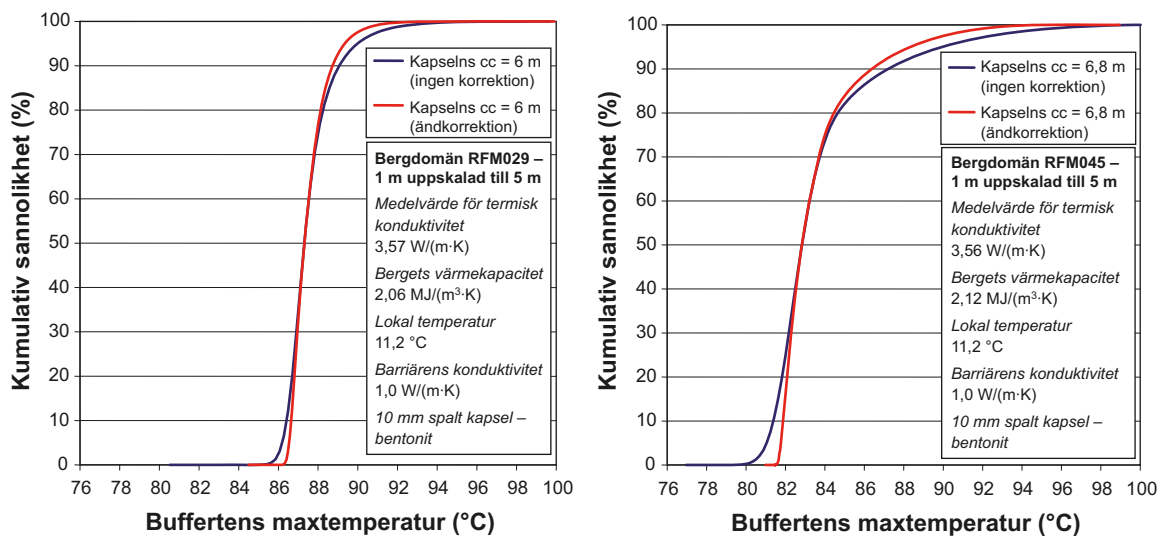
Termisk utveckling

I kapitel 5 i /Hökmark et al. 2010/ görs en numerisk analys av förvarets termiska utveckling, både i stor skala och i närområdet. För den storskaliga beräkningen, som omfattar hela förvaret med det omgivande berget, representeras samtliga kapslar av värmepunktkällor.

Eftersom det inte går att få information om hur förlusten av deponeringspositioner fördelas över förvarsområdet räknade /Hökmark et al. 2010/ konsekvent bort var åttonde deponeringsposition i förvaret för att få en ungefärlig termisk belastning i stor skala. Konturdiagram över den ökade



Figur 10-13. Temperatur i bergväggen (1), temperaturfall över bentoniten (2), maximal bentonittemperatur (3) (överst på kapseln i torra deponeringshål och vid mitten av kapseln i våta deponeringshål). Anpassad från /Hökmark et al. 2009/.



Figur 10-14. Fördelning av maximal bufferttemperatur i bergdomänerna RFM029 (till vänster) och RFM045 (till höger), med och utan korrigering för rumslig variabilitet. Anpassad från figur 5-6 i /Hökmark et al. 2010/.

medeltemperaturen i berggrunden, vilken beräknas för 50 och tusen år, visas i figur 10-15. Utgångspunkten är att all deponering sker samtidigt. Motsvarande konturdiagram över temperaturökningen som gäller vid andra tidpunkter – med och utan hänsyn tagen till deponeringsföljden – finns i /Hökmark et al. 2010/.

I temperaturberäkningarna för närområdet, dvs avseende temperaturen vid en deponeringshålvägg halvvägs upp längs med kapseln, representeras de omgivande kapslarna på samma sätt som i de storskaliga beräkningarna. Den aktuella kapseln och dess sex närmaste grannar (i samma tunnelsegment) ersätts emellertid med utförligare kapselrepresentationer. Samtliga tillgängliga deponeringspositioner antas också vara fyllda, vilket följaktligen kan ge en överskattning av temperaturen.

Figur 10-16 visar den temperatur som beräknas för bergväggen och bufferten i två olika positioner, där både torra och våta deponeringshål beaktas. Den maximala bufferttemperaturen kommer att inträffa någon gång mellan 5 och 15 år efter deponeringen /Hökmark et al. 2010/ och den maximala temperaturen i bergväggen ungefär 50 år efter deponeringen.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

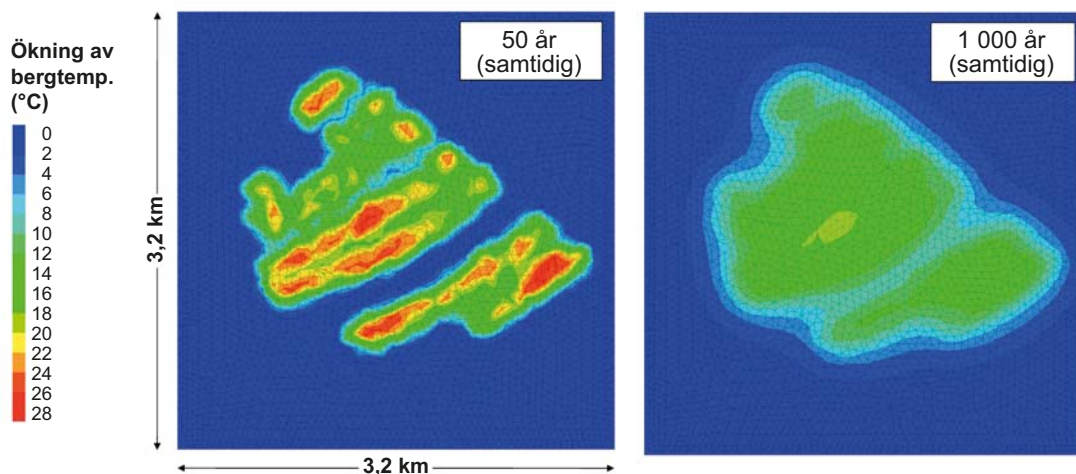
Diskussionen ovan kan användas för att dra ett antal slutsatser om de osäkerheter som identifierats och hur de sedan behandlas i SR-Site-analyserna.

- För den termiska utvecklingen under den inledande tempererade perioden finns tillräcklig marginal till kriteriet för högsta tillåtna temperatur i bufferten, även när den rumsliga variationen i berggrundens termiska egenskaper beaktas och övriga data som är nödvändiga för beräkning av resultatet är pessimistiskt valda. Den termiska utvecklingen används emellertid som indata för andra analyser av referensutvecklingen. Endast en representativ termisk utveckling utan osäkerhet förs vidare till dessa analyser, eftersom osäkerheten i den termiska utvecklingen är alltför liten för att påverka dessa andra delar av analysen.
- Det är emellertid möjligt att tänka sig deponeringsföljder där exempelvis en kapsel deponeras centralt i en sektion där deponering i närliggande positioner har skett flera år tidigare. Detta skulle leda till en temperatur i bufferten som överstiger den maximalt tillåtna. Sådana situationer kommer emellertid alltid att undvikas. Denna observation understryker dock behovet av en noggrann hantering av deponeringsföljden när det gäller värme. Detta kommer att beaktas ytterligare i samband med återkopplingen till de befintliga konstruktionsförutsättningarna, se avsnitt 15.5.

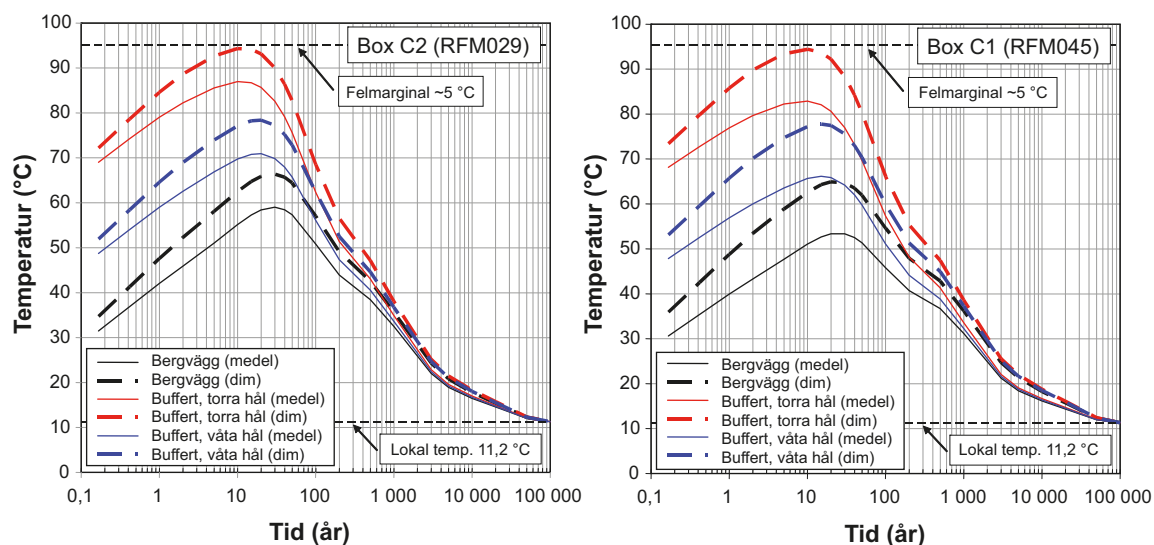
10.3.5 Mekanisk utveckling av berggrunden

Efter deponering, återfyllning och förslutning styrs den mekaniska utvecklingen, exempelvis spänningsförändringar i berget, utvidgning/kompression av berget och minskning/utvidgning av sprickaperturer, av värmeutvecklingen från det använda kärnbränslet, av svälltrycket hos bentonitbufferten i deponeringshålen och av den gradvisa återställningen av grundvattentrycket, vilket lokalt kommer att minska den effektiva spänningen och sprickornas skjuvhållfasthet. Tidsskalan för de termiska effekterna kan förutsägas i detalj, vilket visades i avsnitt 10.3.4, samt genom ett antal andra analyser av förvarets termiska utveckling. Tidsskalan för utvecklingen av svälltrycket beror på de lokala permeabilitetsförhållandena runt de enskilda deponeringshålen och på den allmänna återställningen av grundvattentrycket sett över hela förvaret.

Som förklaras utförligt i avsnitt 4.1 i **Processrapporten för geosfären**, utsätts den baltiska skölden för kontinuerlig horisontell kompression (ridge push) till följd av havsbottenspridningen från den mittatlantiska ryggen vid den västra tektoniska plattgränsen. Kompressionen inleddes för ungefär 15 miljoner år sedan /Muir Wood 1993/ och är en viktig faktor för utvecklingen av det spännings-tillstånd som nu råder i den svenska berggrunden (se kapitel 4), där den största huvudspänningen tenderar att vara horisontell och med en NV-SO-riktning, dvs med samma riktning som kompressionen.



Figur 10-15. Konturdiagram över berggrundens temperaturökning på förvarsnivå (460 m) i Forsmark. Punktkällor som representerar kapslar är placerade 5 m ned. Från /Hökmark et al. 2010, figur 5-12/.



Figur 10-16. Temperatur på bergväggen halvvägs upp längs med kapseln och maximal bufferttemperatur. Här har både genomsnittlig värmeledningsförmåga och den värmeledningsförmåga som antas för dimensioneringen ("värsta fall") beaktats, liksom både torra och våta deponeringshål för centrala lägen i bergdomänen RFM029 (till vänster) och RFM045 (till höger). Observera att formen hos den rumsliga fördelningen av den maximala temperaturen direkt avspeglar formen hos den rumsliga fördelningen av värmeledningsförmågan, vilken skiljer sig åt mellan de två domänerna. Från /Hökmark et al. 2010, figur 5-15/.

Följande mekaniska processer som är relaterade till den inledande tempererade perioden efter förvarets förslutning skulle kunna ha betydelse för säkerheten.

- Reaktivering av sprickor i närområdet till följd av termisk belastning, inklusive minskningar av sprickaperturer då den förhöjda temperaturen leder till att det intakta berget expanderar. Detta skulle kunna påverka den mekaniska stabiliteten (säkerhetsfunktion R3bc, se figur 10-2) och sprickornas transmissivitet och därmed transportmotståndet hos berget i närområdet (säkerhetsfunktioner R2ab).
- Reaktivering av sprickor i fjärrområdet som skulle kunna påverka sprickornas transmissivitet och därmed transportmotståndet (säkerhetsfunktion R2a).
- Reaktivering till följd av spänningar i jordskorpan orsakade av trycket från den mittatlantiska ryggen (ridge push), vilket skulle kunna påverka deponeringshålens mekaniska stabilitet (säkerhetsfunktion R3bc).
- Sprickbildning i berget som skulle kunna påverka deponeringshålens geometri (säkerhetsfunktion Buff1) och överföringen av lösta komponenter mellan buffert och berg (relaterat till säkerhetsfunktion R2a).
- Risk för krypdeformationer som skulle kunna påverka deponeringshålens geometri (relaterat till säkerhetsfunktionerna Buff3 och Buff6). Här används termen kryp även för de fall där den mekaniska belastningen inte är konstant över tiden, dvs när skjuvdeformationen gradvis minskar spänningarna.

Dessa frågor utvärderas i följande delavsnitt.

Modelleringsmetod

De flesta av ovanstående frågor analyseras med hjälp av integrerad numerisk modellering /Hökmark et al. 2010/ där 3DEC-koden (3 Dimensional Distinct Element Code) /Itasca 2007/ används för storskaliga modeller och för modeller av närområdet. Vid denna modellering genereras spänningsförändringar som beror på de termiska (och senare glaciala) lasterna. Dessa spänningsförändringar används i sin tur för att analysera möjliga förändringar av sprickors eller sprickzoners transmissivitet genom att anta vissa förhållanden mellan spänningsförändringar och transmissivitet.

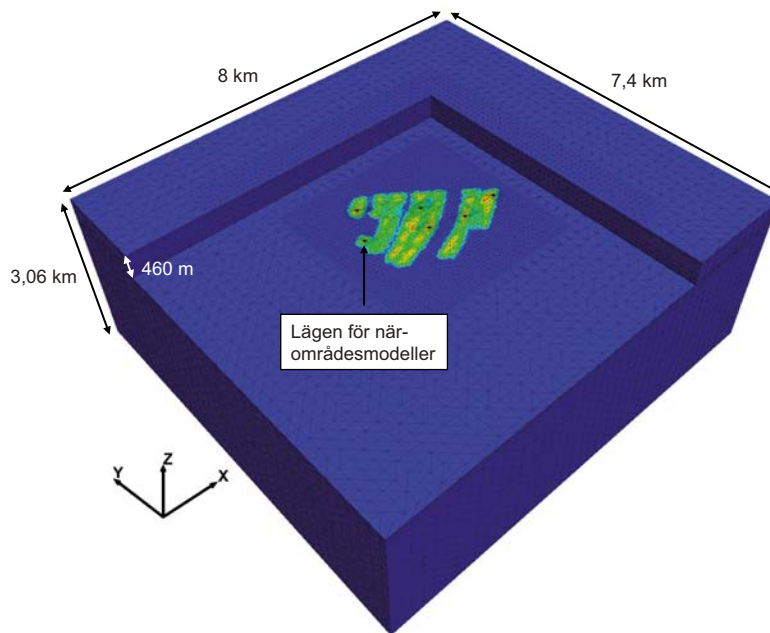
Den storskaliga modellen representeras av rektangulära block med måtten 8 km·7,4 km·cirka 3 km, se figur 10-17. Genomsnittsvärden av de termomekaniska egenskaper som bedöms vara relevanta för hela den domän som modelleras används för att representera egenskaperna hos bergmassan. Detta beskrivs utförligare i avsnitt 6.4 i **Datarapporten**. I modellerna är värmekällorna placerade i enlighet med Layout D2, där förlusten av deponeringspositioner antas vara jämnt fördelad över förvarsregionen. Randvillkor för den efterföljande modelleringen av närområdet erhålls från förskjutningar av de fördefinierade snittplan som representerar närområdesmodellens gränssytor och utvärderas som utvidgning/kompression i förhållande till centrum av närområdesmodellen som en funktion av tiden.

Två typer och storlekar av närområdesmodellen används:

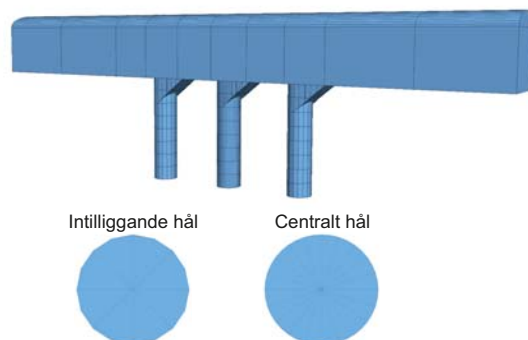
- Ett tunnelsegment med sju värmegenererande kapslar (för spjälkningsanalyser), men där endast tre av deponeringshålen explicit ingår. Modellmått är 40 m (tvärsöver tunnlarna) och 50 m (vertikalt), se figur 10-18.
- Fem tunnelsegment, vart och ett med 33 potentiella deponeringspositioner (skjuvning, normalspänningsvariationer och transmissivitetsförändringar hos sprickor). Inget av deponeringshålen ingår explicit. Med ett angreppssätt som liknar det som användes av /Hökmark et al. 2006/ och /Fälth och Hökmark 2007/ har spricksystemet stiliserats. En modell används i vilken sprickornas orienteringar baseras på platsdata i sprickdomän FFM01 /Fox et al. 2007/ och en modell där en spricka är orienterad så att risken för skjuvbrott är stor, se figur 10-19. Modellmått är 200 m (tvärsöver tunnlarna) och 200 m (vertikalt).

Baserat på de transmissivitetsdata som finns för sprickdomän FFM01 i Forsmark /Follin et al. 2007b/ samt på de data för normalstyvhet som anges i **Datarapporten**, tillämpade /Hökmark et al. 2010/ två olika modeller för förhållandet mellan spänning och transmissivitetsförändringar, se figur 10-20. Som diskuteras utförligare i **Datarapporten** är styrkan hos den hydromekaniska kopplingen mycket osäker, men det spänn som ges av dessa modeller bedöms täcka in – eller åtminstone överskatta – denna koppling.

/Hökmark et al. 2010/ utvärderade också om de beräknade spänningarna beror på deponeringsföljden. För detta användes analytiska lösningar av den termomekaniska utvecklingen av ett elastiskt medium som utsätts för tidsberoende termiska belastningar. Liksom analyserna med avseende på temperatur visar de att antagandet att alla kapslar deponeras samtidigt ger spänningar som mycket liknar dem som genereras i modellerna där hänsyn tas till den påverkan deponeringsföljden har. Detta gäller under förutsättning att inte mycket speciella deponeringsföljder används (till exempel där deponeringen påbörjas och avslutas i intilliggande tunnlar eller mycket närliggande deponeringsområden). För en given deponeringsföljd är det lätt att kontrollera (exempelvis genom att använda den analytiska lösningen) om approximationen av samtidig deponering fortfarande ger giltiga resultat.

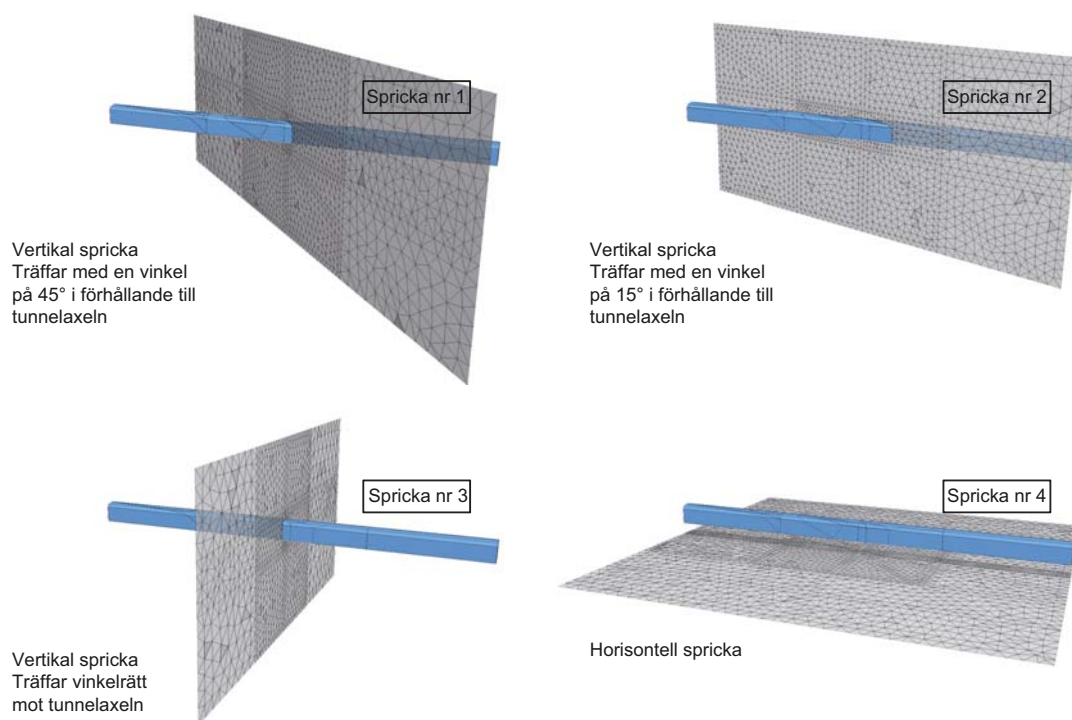


Figur 10-17. Översikt av den storskaliga 3DEC-modellen för Forsmark. Observera att vissa delar av modellen är dolda (figur 6-13 i /Hökmark et al. 2010/).

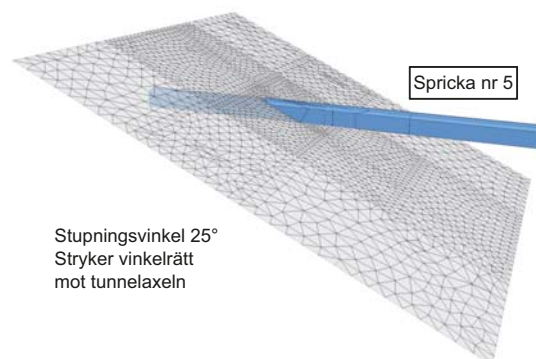


Figur 10-18. Representation av tre centrala deponeringshål i den detaljerade närområdesmodellen. Från /Hökmark et al. 2010/.

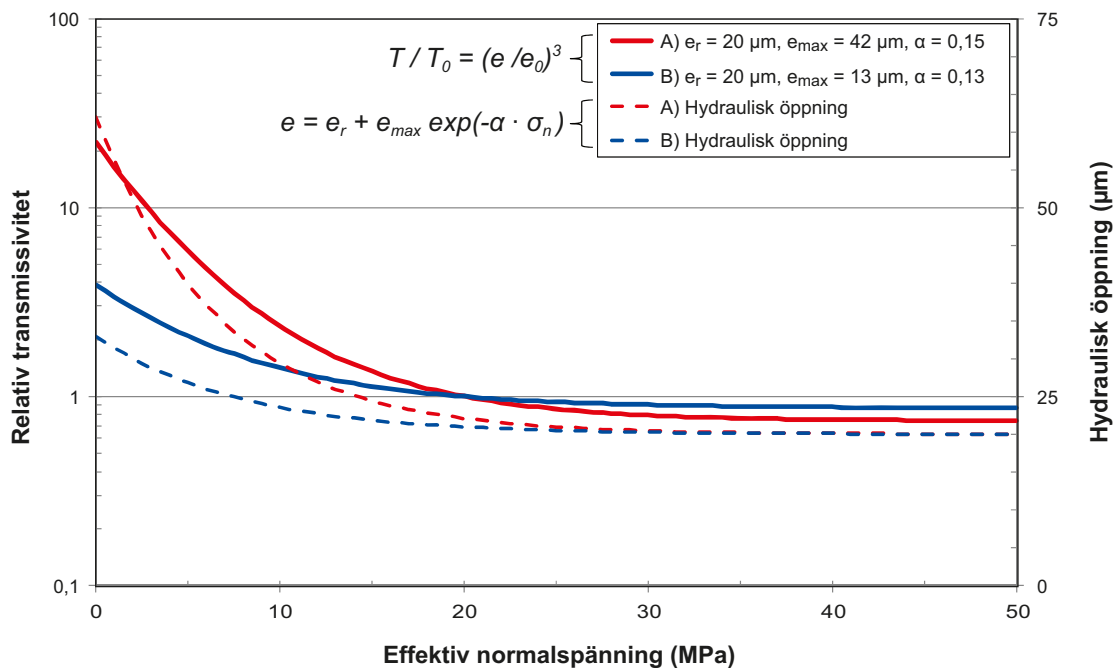
Modell 1a



Modell 2a



Figur 10-19. Sprickkonfigurationer i modellen av ett mellanstort närområde. Samtliga fem orienteringar baseras på platsdata, men orienteringen hos spricka 5 har valts för att maximera risken för skjuvbrott. Stupningsriktningen hos spricka 5 är SO och tunnelns orientering NV-SO, dvs parallellt med riktningen på den i dag största huvudspänningen, vilken är kopplad till trycket från den mittatlantiska ryggen. Från /Hökmark et al. 2010, figur 8-6/.

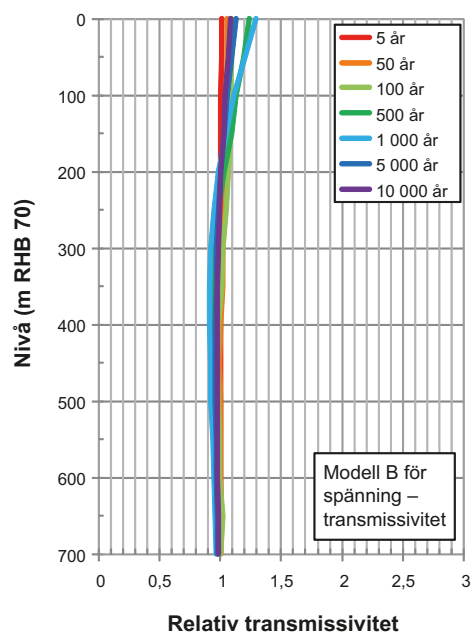
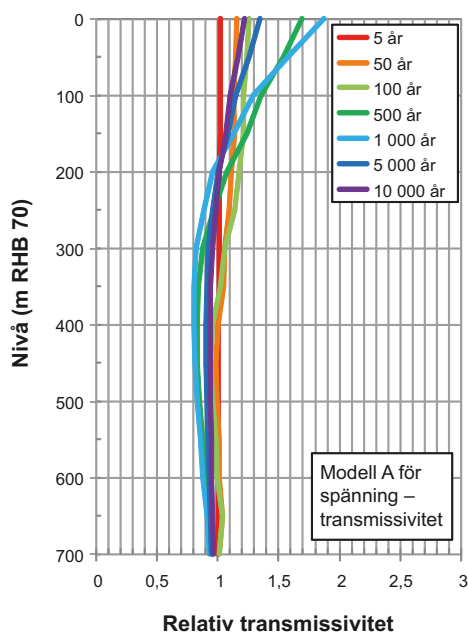
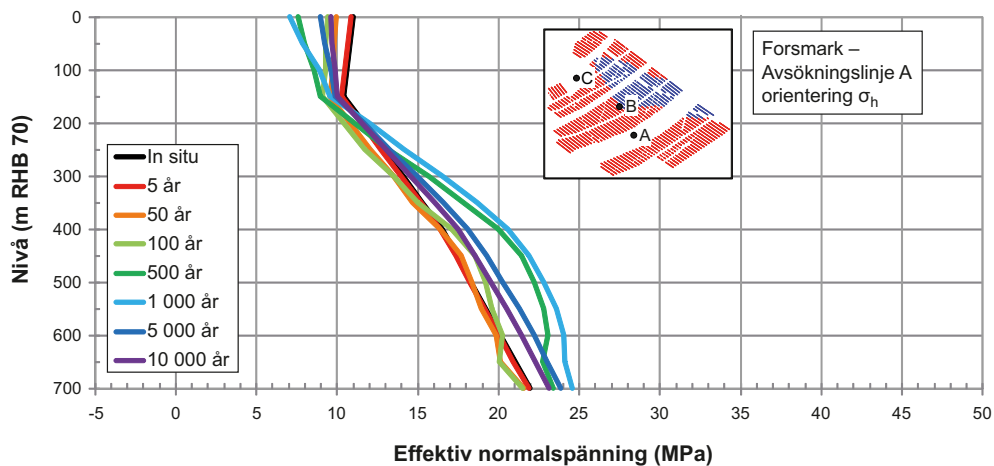


Figur 10-20. De två modellerna för sambandet mellan spänning och transmissivitet (A och B) och de relaterade modellerna för sambandet mellan spänning och hydraulisk apertur, anpassade för den tänkta förvaringsplatsen i Forsmark. T är transmissivitet, e hydraulisk apertur och σ_n normalspänning. Spannet av dessa modeller täcker in, eller åtminstone överskattar, spänningskopplingen. Från /Hökmark et al. 2010, figur 4-9/.

Reaktivering av sprickor i fjärrområdet

En fullständig uppsättning resultat från den numeriska modelleringen av den termiska belastningens påverkan finns i kapitel 6 i /Hökmark et al. 2010/. För fjärrområdet visar den numeriska modelleringen endast försumbara variationer i relativ transmissivitet för sprickor som är vinkelräta mot den största horisontella huvudspänningen *in situ*. För vertikala sprickor som är vinkelräta mot den minsta horisontella huvudspänningen *in situ* och är belägna över deponeringsområdena leder minskningarna i effektiv normalspänning i bergets övre 100 m till en ökning av den relativa transmissiviteten med som mest en faktor 2,5 (modell A) och 1,5 (modell B). Under 200 meters djup ger båda modellerna för sambandet mellan spänning och transmissivitet endast försumbara förändringar i relativ transmissivitet, se figur 10-21. Mellan förvarets deponeringsområden och strax utanför förvaret sker en minskning av vertikalspänningen som leder till transmissivitetsökningar för subhorisontella sprickor med som mest en faktor 1,5 till 2 på förvaringsnivå, beroende på vilken kurva för sambandet mellan spänning och transmissivitet som används. Men inuti deponeringsområdena förekommer ingen sådan ökning.

De storskaliga termiskt inducerade horisontella spänningarna är riktade enligt deponeringsgeometrin, dvs orienterade vinkelrätt respektive parallellt med deponeringstunnlarna. Eftersom tunnlar är nästan parallella med den största horisontella huvudspänningen, är det resulterande bakgrunds-spänningsfältet ungefär orienterat på samma sätt som spänningsfältet *in situ*. Stabiliteten och responsen hos sprickor orienterade åt olika håll kan enkelt utläsas från resultaten från de storskaliga termomekaniska modellerna med hjälp av analytiska uttryck. De analytiska uttrycken antar emellertid att sprickorna är helt plana med enhetliga egenskaper, vilket betyder att de inte tar hänsyn till effekterna av storskalig vågighet i sprickplanet, lokala ojämnheter i planet och andra oregelbundenheter som inte täcks in av de tester i laboratorieskala som används för att samla in data över skjuvhållfasthet till modellen. Den faktiska förskjutningen kommer därför troligen att vara mindre på grund av den verkliga sprickkohesionen. Analysen som presenteras i avsnitt 7.5 och 8.4 av /Hökmark et al. 2010/ tyder på att sprickor som stupar ungefär 27 grader i samma riktning som den största horisontella huvudspänningen *in situ* samt skär icke uppvärmda regioner är de sprickor för vilka risken för instabilitet är störst. För en spricka utanför deponeringsområdet och med en radie på 150 m på 450 m djup är den maximala förskjutningen vid sprickans centrum mindre än 27 mm i enlighet med det analytiska uttryck som används. På grund av den samtidiga minskningen av normalspänningen kommer transmissiviteten troligen att öka. Storleken på den ökningen är emellertid mycket osäker. Sprickor



Figur 10-21. Övre delen: effektiv spänning längs med en skanningslinje i riktningen för σ_h . Här har kompressionen ett positivt värde. Nedre delen: Relativ transmissivitet hos sprickor som är vinkelräta mot σ_h . Från Hökmark et al. 2010, figur 6-21/.

som skär de uppvärmda deponeringsområdena är betydligt stabilare. För en spricka inuti deponeringsområdet och med en radie på 150 m på 450 m djup är den maximala förskjutningen omkring 6–7 mm, återigen i enlighet med det analytiska uttryck som används. På grund av värmebelastningen åtföljs förskjutningsrörelsen av en ökad normalspänning, vilket betyder att transmissiviteten kan minska snarare än öka. Det bör också noteras att förskjutningen och påverkan på transmissiviteten kommer att vara mycket mindre för sprickor med andra orienteringar.

Sammanfattningsvis bedöms de transmissivitetsförändringar som induceras av den termiska belastningen vara för små för att de ska behöva beaktas ytterligare vid de hydrogeologiska analyserna av fjärrområdet.

Reaktivering av sprickor i närområdet

Resultaten från modellen av ett närområde beskrivet i intermediär skala tyder på att normalspänningarna för de platsspecifika sprickorienteringarna i allmänhet ökar under den uppvärmda fasen, vilket leder till små minskningar av transmissiviteten hos de modellerade sprickorna. Dessutom är den transmissivitetsökning nära tunneln som uppstår i samband med bergguttaget, se figur 10-6, mycket mindre jämfört med den som förekommer under byggskedet. Det kan finnas områden som ligger mycket nära öppningar i berget där lokala transmissivitetseffekter skulle kunna vara betydande, till exempel på

grund av termiskt inducerade skjuvförskjutningar längs sprickor med mycket låg kompression. Enligt /Hökmark et al. 2010/ sträcker sig dessa effekter inte mer än någon meter in i berget från väggen. På samma sätt som redan bedömts för byggskedet är dessa effekter för lokala för att de ska behöva beaktas ytterligare. Transmissivitetseffekter i de omedelbara omgivningarna av öppningarnas periferi bedöms täckas in i tillräcklig omfattning av den schematiska representationen av EDZ-zonen.

I allmänhet är skjuvförskjutningarna små, förutom hos flacka sprickor med ofördelaktiga orienteringar med avseende på skjuvstabilitet. Slutsatserna här är desamma som för fjärrområdet.

Sammanfattningsvis finns ingen anledning att utvärdera betydelsen av dessa förändringar i den hydrauliska modelleringen, eftersom påverkan på sprickors transmissivitet under den uppvärmda fasen är liten, och mycket lokalt begränsad till områden nära deponeringstunneln.

Reaktivering till följd av tektonisk kompression och/eller landhöjning

De tektoniska förhållandena i den baltiska skölden har varit stabila under de senaste två miljoner åren /Muir Wood 1995/. Utöver trycket från den mittatlantiska ryggen har skölden utsatts för kortvariga perioder av belastning och avlastning till följd av upprepade nedisningar och avsmältningar. Risken för framtida seismisk aktivitet under den tempererade perioden måste därför hanteras som en del av utvärderingen av seismisk aktivitet under glaciationscykeln. Detta diskuteras i avsnitt 10.4.5. Där visas att mellan $9,3 \cdot 10^{-6}$ och $2,2 \cdot 10^{-5}$ kapslar kan utsättas för skjuvning på 50 mm eller mer till följd av jordskalv inom tidsramen tusen år. Kortfattat kan det konstateras att även om den seismiska aktiviteten i allmänhet är mycket låg i Sverige, kan jordskalv som leder till potentiella kapselskador inte helt uteslutas ens under den tempererade perioden.

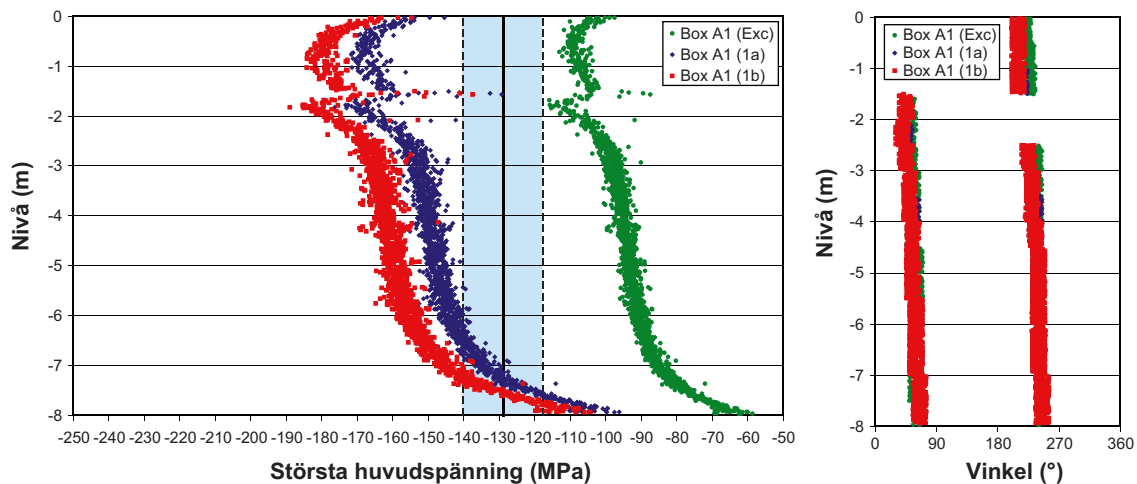
Sprickbildning i berget – termiskt inducerad spjälkning

Även om storleksordningen på den initiala bergspänningen inte är tillräcklig för att spjälkning ska uppstå i deponeringshålen, finns fortfarande risken för att spjälkning inträffar i ett senare skede till följd av den tillkommande termiska belastningen. Risken för att spjälkning ska inträffa är plats- och förvarsspecifik, eftersom den beror på *in situ*-spänningen, hållfastheten hos det intakta berget, bergets termomekaniska egenskaper samt förvarslayouten. Detta är den enda sprickbildningsmekanismen som identifierats som relevant under den inledande tempererade perioden.

/Hökmark et al. 2010/ har reviderat utvärderingen av sannolikheten för termiskt inducerad spjälkning som presenterades i SR-Can. För detta användes den detaljerade geometrin för närområdesmodellen som inbegriper ett tunnelsegment med sju kapslar, av vilka tre har explicit modellerade deponeringshåll, se figur 10-18. Modellen beräknar tangentialspänningen i deponeringshålets vägg under perioden med termisk belastning. Denna spänning jämförs med bergets spjälkningshållfasthet. Den senare antas vara någonstans mellan 52 och 62 procent av bergets enaxliga tryckhållfasthet (UCS; Uniaxial Compressive Strength), jfr med avsnitt 6.4 i **Datarapporten**. Resultaten är följande, se även figur 10-22.

- Spjälkningshållfastheten nås troligen i samtliga deponeringshåll under fasen med förhöjd temperatur även om den lägre gränsen för spänningsnivåerna och de mest gynnsamma tunnelorienteringarna beaktas. /Hökmark et al. 2010/ utvärderar också den största huvudspänningen vid tunneltakets centrum. I motsats till spänningarna i deponeringshållens väggar kommer inte spänningarna i tunneltakets centrum att nå spjälkningshållfastheten under den uppvärmda fasen.
- För den mest ofördelaktiga spänningsorienteringen och övre gränsen för spänningsnivåerna är det möjligt att den lägre gränsen för spjälkningshållfastheten (52 procent av UCS) kommer att nås från tunnelsulan ned till ett djup på omkring 7,9 m (båda värdena för värmeledningsförmågan) efter 50 år. Den övre gränsen för spjälkningshållfastheten (62 procent av UCS) kommer att nås efter 50 år, från tunnelsulan till ett djup på 7,3 m (medelvärde för värmeledningsförmågan) respektive 7,6 m (dimensioneringsvärdet för värmeledningsförmågan).

SKB har genomfört fälttester vid Äspölaboratoriet /Glamheden et al. 2010/ för att utvärdera potentialen att motverka spjälkning genom att lägga på små mottryck. Även om rönen från projektet stöder möjligheten för att det mottryck som utövas av bentonitpelletarna i spalten mellan bufferten och bergväggen kan undertrycka spjälkningen, eller åtminstone hålla de spjälkade plattorna på plats och därigenom minimera den hydrauliska transmissiviteten hos den spjälkskadade zonen, är de befintliga resultaten tvektiga. För SR-Site bedöms det vara nödvändigt att anta att termiskt inducerad spjälkning inträffar och detta måste beaktas då migration i gränssytan mellan berget och bufferten utvärderas. Det betyder inte att



Figur 10-22. Till vänster: simulerad maximal tangentialspänning efter berguttag (grön) och efter 50 år (för två olika värden för värmeledningsförmågan – röd och blå) längs med deponeringshålets vägg. Blå områden representerar spjälkningshållfastheten i sprickdomän FFM01 (52–62 procent av UCS). Till höger: Läge för och orientering av den maximala spänningen längs deponeringshålets omkrets. (Figur 9-8 i /Hökmark et al. 2010/).

ansträngningarna för att hantera och minimera termiskt inducerad spjälkning inte ska fortsätta, eftersom motverkad spjälkning förstärker denna säkerhetsfunktion. Det finns många belägg i litteraturen som visar att en liten mothållande spänning har en betydande effekt för att öka bergets tryckhållfasthet, även om det saknas numeriskt strikta regler för hur mycket mottryck som krävs för att motverka spjälkningen.

/Hökmark et al. 2010/ utvärderar också om den ordningsföljd med vilken kapslarna deponeras påverkar risken för spjälkning under berguttaget för en lokal tunnel och tillhörande deponeringshål eller om deponeringsföljden påverkar storleksordningen på de termiskt inducerade spänningskoncentrationerna. Deras resultat visar att den approximation av ordningsföljden för byggnation och deponering som gjorts i samtliga modeller i deras rapport, dvs att allt sprängningsarbete slutförts före deponeringen samt att samtliga kapslar deponeras samtidigt, är giltig såvida inte mycket särskilda ordningsföljder används (till exempel sen sprängning eller deponering nära regioner där tidig deponering utfördes). För en given ordningsföljd för byggnation och deponering är det lätt att kontrollera (exempelvis genom att använda den termomekaniska analytiska lösningen som användes i /Hökmark et al. 2010/) om dessa approximationer också gäller det särskilda fallet.

Risk för kryp – tidsberoende deformation

Kryp innebär att ett material har inneboende tidsberoende mekaniska egenskaper som är sådana att rörelser sker till följd av redan verkande spänningar utan ytterligare belastning. Konsekvenserna av omfattande kryprörelser längs med sprickor är att skjuvspänningar över sprickorna relaxerar och att spänningstillståndet med tiden tenderar att bli mindre deviatoriskt. Det finns emellertid inga belägg från någon plats i världen med gruvbrytning på stora djup i hårt berg för att ett sådant tillstånd existerar, dvs avsevärda deviatoriska spänningar observeras i alla gruvor. Utifrån detta hävdades i SR-Can att den relativa betydelsen av kryp, dvs i jämförelse med de rörelser som beräknas ske som en direkt reaktion på förändringar i mekaniskt last och porttryck, är tillräckligt liten för att effekterna av kryp ska kunna försummas.

Dessa slutsatser får starkt stöd av en nyligen genomförd studie av /Damjanac och Fairhurst 2010/ som analyserat möjligheten för att det skulle finnas en undre gräns för berggrundens långsiktiga hållfasthet. Analysen visar att det för inspända förhållanden alltid finns en spänningströskel, eftersom inspänningen verkar så att de dragspänningar som är förknippade med spricktillväxt undertrycks. Även vid icke inspända förhållanden leder dessutom bergets inre struktur och heterogenitet, med korn som är flera storleksordningar segare än gränssytorna mellan kornen, till att sprickans spets trubbas av och spricktillväxten hejdas, även när brottsegheten är reducerad till noll (dvs under antagandet att aktiveringsenergin för spänningskorrosion är noll). Den faktiska storleken av den långsiktiga hållfasthetens undre gräns, när aktiveringsenergin för spänningskorrosion antas vara noll, kommer att bero av ett antal parametrar, som inkluderar storleken hos redan befintliga sprickor, hur långt det är mellan dem, kornstorleken och inspänningsnivån.

Om spjälkning inträffar och det bildas ett kilformat utfall kan de spänningsjusteringar som kan inträffa vid kilens spets orsaka ytterligare tidsberoende formationer/krypdeformationer. Observationer av det icke understödda öppna kilformat utfallet i APSE-experimentet visade att majoriteten av de nya förskjutningarna ägde rum i den befintliga kilen /Andersson 2007/. /Martin och Kaiser 1996/ rapporterade att då förskjutningarna för en icke innesluten spjälkad zon i AECL:s test Mine-by Test Tunnel i Kanada observerades under en 13 dagar lång period, uppgick kryprelaterade förskjutningar till mellan 0,6 och 1,4 procent av de totala förskjutningarna under den aktuella perioden. Från sitt fältexperiment drog de slutsatsen att förändringar i de uppmätta förskjutningarna över tid i allmänhet kan tillskrivas förändringar i randvillkor och att dessa tidsberoende förskjutningar inträffar i den icke understödda skadade zonen runt testtunneln. Som visades i APSE-experimentet är ofta en liten mothållande spänning tillräcklig för att undertrycka spjälkning /Andersson 2007/. När den spjälkade kilen är understödd förväntas eventuella tidsberoende deformationer vara obetydliga jämfört med de deformationer som gav upphov till kilen.

Det kan också konstateras att effekterna av kryp i sprickor, i termer av sprickförskjutning under konstant skjuvbelastning på grund av tidsberoende hållfasthetsegenskaper hos materialet, kan uppskattas med hjälp av den metod för modellering av sprickreakivering som beskrivs i /Hökmark et al. 2010/. Dessa skulle vara desamma som de av en långsam minskning av sprickans skjuvhållfasthet, dvs en viss ytterligare spänningsavlastning och en motsvarande mängd ytterligare rörelse. Även om hållfastheten går ner till noll över hela sprickplanet, skulle endast mycket små sprickförskjutningar inträffa.

Krypdeformation och relaterade frågor som ”underkritisk spricktillväxt” beaktas därför inte ytterligare i SR-Site.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Diskussionen ovan kan användas för att dra ett antal slutsatser om de osäkerheter som identifierats och hur de sedan behandlas i SR-Site-analyserna i förhållande till den mekaniska utvecklingen under den inledande tempererade perioden.

- *Reaktivering av sprickor i närområdet* till följd av termisk belastning som skulle kunna påverka den mekaniska stabiliteten och sprickors transmissivitet i berget i närområdet utesluts från ytterligare analys, eftersom de beräknade effekterna på sprickors transmissivitet under fasen med förhöjd temperatur är små och begränsade till områden mycket nära deponeringstunneln.
- *Reaktivering av sprickor i fjärrområdet* som skulle kunna påverka sprickors transmissivitet utesluts från ytterligare analyser, eftersom de beräknade transmissivitetsförändringarna som induceras av den termiska belastningen bedöms vara för små för att behöva beaktas ytterligare i de hydrogeologiska analyserna av fjärrområdet.
- *Reaktivering till följd av tektonisk kompression* som skulle kunna påverka deponeringshålens mekaniska stabilitet (säkerhetsfunktion R3a) kan inte helt uteslutas ens under den tempererade perioden. Detta behandlas ytterligare i avsnitt 10.4.5.
- *Sprickbildning i berget, dvs termiskt inducerad spjälkning*, kommer troligen att inträffa även om det mottryck som utverkas av bentonitpelletarna i spalten mellan bufferten och bergväggen kan undertrycka spjälkningen, eller åtminstone hålla de spjälkade plattorna på plats och minimera den hydrauliska transmissiviteten hos den spjälkskadade zonen. En uppsättning avgränsade beräkningsfall med antagandena ingen spjälkning eller spjälkning i samtliga deponeringshål förs vidare till ytterligare analys. Det betyder inte att ansträngningarna för att hantera och minimera termiskt inducerad spjälkning inte ska fortsätta, eftersom förhindrad spjälkning förstärker denna säkerhetsfunktion. Risken för spjälkning kan också bero på deponeringsföljden, men då bara vid särskilda sådana. Detta kan likväl behöva beaktas vid den detaljerade projekteringen av deponeringsområdet, se vidare i avsnitt 15.5.15.
- Det finns ingen risk för *krypdeformation* som skulle kunna ha någon betydande effekt på deponeringshålens geometri, vilket gör att detta fenomen kan uteslutas.

10.3.6 Hydrogeologisk utveckling

I SR-Site ingår två distinkta tidsintervall i den hydrogeologiska utvecklingen under den tempererade perioden efter förvarets förslutning. Under det inledande tidsintervallet vattenmättas återfyllningsmaterialet i förvaret. Under det efterföljande tidsintervallet är förvaret helt vattenmättat och de hydrogeologiska förhållandena förändras gradvis fram till inledningen av nästa nedslutning. Den

faktiska påverkan på det vattenmättade förvaret under detta tidsintervall beror i första hand på permeabilitetsfördelningen i berggrunden (hydrauliska egenskaper hos vattenförande sprickor), förvarets layout, permeabiliteten hos de återfyllda tunnarna, samt de initiala förhållandena och randvillkoren. I SR-Site är det nederbörden som är den primära hydrauliska drivkraften för modellerade grundvattenflöden under den tempererade perioden. Den pågående strandlinjeförskjutningen i Forsmark innebär här en kontinuerlig förändring i genomströmningsmönstret.

För att fastställa effekten av olika hydrauliska antaganden har simuleringar av grundvattenflödet utförts. Simuleringarna har baserats på den hydrogeologiska modell som utvecklades som en del av **Platsbeskrivning Forsmark**. Modelleringen börjar år 8000 f Kr, dvs vid en tidpunkt efter den senaste nedisningen när Forsmarksområdet var täckt av ungefär 100 m vatten.

Det övergripande syftet med simuleringarna är att analysera effekterna av ett tempererat klimat på platsrelaterade hydrogeokemiska och hydrogeologiska förhållanden sedan förvaret återfyllets, dvs säkerhetsfunktionerna R1 och R2 i figur 10-2. De förväntade effekter som har betydelse för den långsiktiga säkerheten är relaterade till grundvattenkemin och grundvattenflödet på förvarsdjup, den advektiva transporttiden och det flödesrelaterade transportmotståndet.

Metodik

För att uppfylla kraven från SR-Site har /Joyce et al. 2010/ använt en metodik där modelleringsverktyget ConnectFlow använts för att koppla samman diskreta (DFN) och kontinuerliga (ECPM och CPM) flödeskoncept. På grund av de beräkningsbegränsningar som uppkommer då stora mängder högupplösta data hanteras har /Joyce et al. 2010/ dessutom använt sig av tre ”modellskalor”: regional skala, förvarsskala och platsskala.

I modellen i *regional skala* används kontinuerliga flödeskoncept (ECPM och CPM) för att beräkna transienta trycklösningar. Beräkningarna tar hänsyn till densitetsdriven strömning och den advektiva transporten av salt antas dessutom vara påverkad av matrisdiffusion (RMD). Mellan 8000 f Kr och 1000 e Kr är förvarsområdet under en lång period täckt av havsvatten (Littorinahavet). Mellan 1000 e Kr och 12 000 e Kr råder terrestra förhållanden och grundvattnets strömning och sammanfattning påverkas allt mer av nederbörd (meteoriskt vatten). Strandlinjeförskjutningen mellan 2000 e Kr och 12 000 e Kr resulterar i en sammanlagd landhöjning av området på ungefär 40 m. Sammanfattningsvis konstateras att modelleringsmetodikerna som används i regional skala i SR-Site är identiska med den metodik som användes i SDM-Site, utom i det avseendet att modelleringen i regional skala i SDM-Site upphörde vid 2000 e Kr.

Användningen i SR-Site av resultaten från flödesmodelleringen i regional skala mellan 2000 e Kr och 12 000 e Kr är grundat på antagandet att det under den initiala perioden med tempererat klimat efter förslutningen inte kvarstår någon påverkan från bygg- och driftsskedet på grundvattnets salthalt eller strömning. Givet att detta antagande är riktigt är flödesmodelleringen i regional skala mellan 2000 e Kr och 12 000 e Kr representativ för den inledande perioden med tempererat klimat efter förslutning. I referensutvecklingen för SR-Site antas den initiala tempererade perioden ta slut vid 8000 e Kr. Följaktligen omfattar den hydrogeologiska modelleringen en något längre period. Valet av 12 000 e Kr har gjorts för att utvärdera effekterna av strandlinjeförskjutningen fram till den tidpunkt då strandlinjen drar sig tillbaka bortom modelldomänens borte gräns.

Utdata från modellen i regional skala består av tryck, salthalt, koncentrationer av olika ämnen, andelar av referensvatten samt vätskedensitet vid fördefinierade tidsutsnitt mellan 8000 f Kr och 12 000 e Kr. Salthalten och andelarna av referensvatten används som indata vid analysen av de kemiska förhållandena i närheten av förvaret under den inledande perioden med tempererat klimat efter förslutning, dvs mellan 2000 e Kr och 9000 e Kr, se avsnitt 10.3.7. De används också som indata vid analysen av de kemiska förhållandena i närheten av förvaret under de vattentäckta förhållanden som följer på kommande periglaciala och glaciala förhållanden, dvs baserat på resultat från den modellerade perioden mellan 8000 f Kr och 1000 e Kr, se avsnitt 10.4.7. De simulerade trycken och densiteterna används för att definiera initiala hydrauliska förhållanden och randvillkor i grundvattenflödesmodelleringen som utförs för de mer detaljerade ”modellskalorna”, dvs förvarsskala och platsskala, under den inledande perioden med tempererat klimat efter förslutning mellan 2000 e Kr och 9000 e Kr. Följaktligen antas den tempererade perioden pågå fram till 9000 e Kr i både de hydrogeokemiska och de hydrogeologiska modellerna med hög detaljupplösning.

I modellen i *förvarsskala* tas stationära trycklösningar fram för de fördefinierade tidsutsnitt mellan 2000 e Kr och 12 000 e Kr, som simulerades i modellen i regional skala. Trycklösningarna utgår från

ett i tiden fixerat tryck vid modelldomänernas ränder och ett i tiden fixerat – men rumsligt varierande – densitetsfält inom modelldomänen. Det förekommer alltså ingen advektiv transport av salt och ingen matrisdiffusion i modellen i förvarsskala, dvs salthaltsfältet är fixerat i tiden.

De fysiska dimensionerna hos modellen i förvarsskala begränsas på grund av de beräkningsbegränsningar som följer av den höga detaljätergivning. Därför delas förvaret upp i tre block i modellen i förvarsskala. För varje förvarsblock baseras trycklösningen på ett diskret flödeskoncept (DFN) för den sprickiga berggrund som omger förvarsblocket. Det är värt att notera att i modellen i förvarsskala modelleras även några av förvarets olika anläggningsdelar med en diskret ansats, exempelvis ramp, schakt, centralområdet och transporttunnlarna. Övriga anläggningsdelar av förvaret modelleras däremot med ett kontinuerligt flödeskoncept (CPM), dvs deponeringshål, deponeringstunnlar och stamtunnlar.

Utdata från modellen i förvarsskala består av två typer av prestandamått som avser säkerhetsfunktionerna R2a och R2b, se figur 10-2.

1. Kumulativa fördelningar av beräknade advektiva transporttider (t_w [T]) och flödesrelaterat transportmotstånd ¹⁷(F [TL^{-1}]) för de partiklar som släpps vid deponeringspositionerna.
2. Kumulativa fördelningar av beräknade Darcyflöden (q [LT^{-1}]) och ekvivalenta flöden (Q_{eq} [L^3T^{-1}]) vid deponeringspositionerna.

Darcyflödena och de ekvivalenta flödena används som indata till analyserna av buffererosion och korrosion, se avsnitt 10.3.11 och 10.3.13. De används även som indata för radionuklidtransportberäkningar i närområdet, se kapitel 13. De advektiva transporttiderna och flödesrelaterade transportmotstånden används som indata för beräkningarna av radionuklidtransport i fjärrområdet, se kapitel 13. I transportberäkningarna beaktas tre utsläppsvägar för radionuklider, Q1, Q2 och Q3 (se figur 13-12):

1. En spricka som skär deponeringshålet; kallad utsläppsväg Q1.
2. Den skadade zonen (EDZ), om en sådan zon existerar, belägen under sulan i den depositions-tunnel som går ovanför deponeringshålen; kallad utsläppsväg Q2.
3. En utsläppsväg genom den återfyllda tunneln och in i en spricka som skär deponeringstunneln; kallad utsläppsväg Q3. Darcyflödet som förknippas med denna utsläppsväg är flödet i den spricka som skär deponeringstunneln.

Tre partiklar släpps vid varje deponeringshål, dvs en partikel per utsläppsväg, se /Joyce et al. 2010/ för detaljer. Det är värt att notera att för utsläppsvägen Q3 identifieras sprickan som skär deponeringstunneln genom partikelspårning av en partikel som släpps i tunneln ovanför deponeringshålet. När en partikel når förvarsblockets rand överförs dess kumulativa värden för t_w och F samt position på förvarsblockets rand till modellen i platsskala i syfte att kontinuerligt spåra dess fortsatta väg till biosfären.

Domänen för modellen i *platsskala* är lika stor som domänen för modellen i regional skala, men innehåller i likhet med modellen i förvarsskala en blandning av kontinuerliga och diskreta flödeskoncept. Blandningen av flödeskoncept är emellertid i viss mån skild från den blandning som förekommer hos modellen i förvarsskala eftersom skalan är annorlunda. Det är värt att notera att kontinuiteten hos både tryck och massflöde mellan de olika flödeskoncepten är matematiskt säkerställda, se /Joyce et al. 2010/ för detaljer.

I modellen i platsskala tas stationära trycklösningar fram för fördefinierade tidsutsnitt på samma sätt som för modellen i förvarsskala. Alltså finns det i likhet med modellen i förvarsskala ingen advektiv transport av salt och ingen matrisdiffusion i modellen i platsskala.

I modellen i förvarsskala spåras också partiklarna som släpps vid varje deponeringsposition bakåt för att på så vis analysera inströmningsvägarna för vattnet som når förvarsdjup. När en partikel når förvarsblockets rand överförs dess kumulativa värden för t_w och F samt position på förvarsblockets rand till modellen i platsskala på ett sätt som motsvarar det för utströmningsvägarna. En utvärdering av potentialen för utspädda vatten att tränga ner till förvarsdjup görs i bilaga F i /Joyce et al. 2010/. Utvärderingen baseras på inströmningsvägarna och en analytisk lösning för transporten av lösta ämnen.

¹⁷ Det flödesrelaterade transportmotståndet är en storhet som integreras längs med flödesvägar och kvantifierar den flödesrelaterade delen av retentionen av ett löst ämne som transporteras i vattenförande sprickor. En beskrivning av hur det flödesrelaterade transportmotståndet beräknas i den aktuella analysen ges av /Joyce et al. 2010/ och sammanfattas i både **Datarapporten** och i /Selroos och Follin 2010/. En omfattande och mer generell beskrivning av det flödesrelaterade transportmotståndet ges i exempelvis /Crawford och Sidborn 2009/.

Utförda analyser och användning inom SR-Site

Nedan listas de olika beräkningsfall som /Joyce et al. 2010/ analyserat och som har relevans för perioder med tempererade klimatförhållanden. I listan ingår även vattenmättnadsberäkningen som gjorts av /Svensson och Follin 2010/. Slutligen anges det var de resultat som produceras i varje enskilt fall används inom de följande analyserna i SR-Site.

- **Vattenmättnad.** I simuleringarna som utförts av /Joyce et al. 2010/ antas det återfyllda förvaret vara vattenmättat. Analysen av den tempererade perioden inleds emellertid redan när förvaret tillsluts, dvs före full vattenmättnad. För att bedöma förenklingen av att anta full mättnad har en analys av mättnadsprocessen utförts. Resultaten från mättnadsberäkningarna används också i avsnitt 10.3.8.
- **Hydrogeokemisk utveckling.** Grundvattenkemin, som här representeras av andelar av olika referensvatten, beräknas i modellen i regional skala /Joyce et al. 2010/. Till följd av strandlinjeförskjutningen och infiltration av meteoriskt vatten ändras grundvattenkemin med tiden. Resultaten används inom den hydrogeokemiska analysen i avsnitt 10.3.7.
- **Utströmningsplatser i biosfären.** Utströmningsplatserna beräknas för alla partiklar som släpps vid deponeringspositionerna. Analysen utförs dels översiktligt i modellen i platsskala för varje tusental år (dvs från 0 e Kr till 12 000 e Kr) för att stödja identifieringen av utströmningsplatser i biosfären, se avsnitt 10.3.3 för detaljer, dels mer detaljerat för några få utvalda ögonblicksbilder genom att kombinera modellerna i förvars- och platsskala. Kombinationen möjliggör en mer detaljerad analys av betydelsen av olika anläggningsdelar hos förvaret. De detaljerade flödesvägarna används vid beräkningen av flödesrelaterade transportegenskaper, se beräkningsfallet som följer. På grund av strandlinjeförskjutningen flyttas utströmningsplatserna med tiden och följer generellt den retirerande strandlinjen.
- **Prestandamått.** De huvudsakliga prestandamått som används i de efterföljande beräkningarna av radionuklidtransport är Darcyflödet (och tillhörande ekvivalenta flöden) och flödesrelaterade transportegenskaper längs med flödesvägarna. Dessa beräknas för varje deponeringsposition (Darcyflöde och ekvivalenta flöden) och därtill hörande flödesvägar från dessa lägen till biosfären (flödesrelaterat transportmotstånd och advektiv transporttid). På grund av strandlinjeförskjutningen ändras också beräkningsresultaten med tiden. Resultaten används som indata för analyserna av buffererosion och kapselkorrosion, se avsnitten 10.3.11 och 10.3.13, samt för att beräkna radionuklidtransport, se kapitel 13.
- **Nedträngning av utspätt vatten.** Inströmningen av vatten som kommer från nederbörden, så kallat meteoriskt vatten, i kombination med strandlinjeförskjutningen innebär en gradvis utspädning av det ursprungligen saltare vattnet. Eftersom ett påtagligt utspätt vatten på förvarsdjup reducerar buffertens och återfyllningens stabilitet är det av intresse att bedöma möjligheterna att utspätt vatten når förvarsdjup givet de hydrogeologiska flödes- och transportförhållandena. Detta sker genom att de flödesrelaterade transportegenskaper som ges av flödesmodellerna i förvars- och platsskala används tillsammans med analytiska transportuppskattningar. Resultaten används i avsnitt 10.3.7.
- **EDZ, crown space och spjälkning.** Förvarets egenskaper definieras i **Berglinjerapporten** och **Produktionsrapporten för återfyllningen**. Det är av intresse att utvärdera konsekvenser i termer av prestandamått om de eftersträvade förvarsegenskaperna inte uppnås. Resultaten av dessa känslighetsanalyser används framför allt i kapitel 13.
- **Modellvarianter relaterade till SDM-Site.** Egenskaperna för geosfären i det hydrogeologiska basfallet definieras i SDM-Site Forsmark /Follin 2008/. Det är emellertid av intresse att analysera konsekvenser i termer av prestandamått om man antar att geosfären beskrivs av andra fall eller egenskaper än de som identifierats som relevanta i arbetet med SDM-Site. Resultaten av dessa känslighetsanalyser används vid analyserna av buffererosion och kapselkorrosion, se avsnitten 10.3.11 och 10.3.13, samt för radionuklidtransport, se kapitel 13.
- **Icke förslutna borrhål.** Borrhål har under undersökningsfasen borrats mycket nära eller in i den bergvolym som förvaret kommer att anläggas i. Ytterligare sådana borrhål kommer troligen att borraras under byggfasen. Om förslutningen av borrhålen inte fungerar som avsett, eller om ett borrhål överges och glöms bort, kan borrhålen påverka grundvattenflödet och transportegenskaperna. Olika beräkningsfall har utförts för att gränssätta betydelsen av sådana borrhål. Resultaten av denna analys används också som indata till scenarier för framtida mänskliga handlingar, se avsnitt 14.2.

Vattenmättnad

Tidsskalan för återfyllningsmaterialets vattenmättnad uppskattas genom att modelleringsverktyget DarcyTools används enligt den metodik som beskrivs ovan /Svensson och Follin 2010/. Inflödet beräknas för varje driftskede A–C. För en förklaring av de olika faserna, se avsnitt 10.2.3.

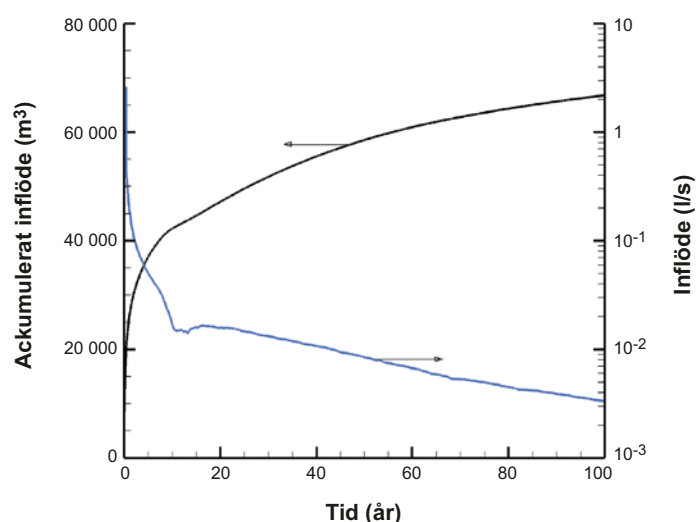
I figur 10-23 visas inflödet som funktion av tiden för driftskede A. Efter en kort period med högt inflöde följer en period där inflödet gradvis minskar. Enligt beräkningarna som redovisas i /Svensson och Follin 2010/ kommer det att ta flera hundra år för förvaret att uppnå full vattenmättnad. Eftersom den tempererade perioden pågår i storleksordningen 10 000 år svarar den initiala perioden med delvis vattenmättade förhållanden bara mot en liten del av hela den tempererade perioden. Följaktligen kan antagandet om mätade förhållanden under huvuddelen av simuleringarna för den tempererade perioden anses vara relevant.

För att studera skillnader i mättnadsegenskaper mellan olika delar av förvaret görs en analys av vattenmättnadsförloppet i olika tunnelsektioner utifrån tryckfördelningen efter 100 dagars mättnad. Resultatet visas i figur 10-24 uttryckt som integrerat inflöde per meter tunnel för tre olika förlopp – ett långsamt, ett medelsnabbt och ett snabbt. Ungefär $4,1 \text{ m}^3$ vatten per meter behövs för att helt och hållet vattenmätta porutrymmet i återfyllningsmaterialet i tunnarna. Resultaten visar att efter 50 år har tunnelsektionen med snabbt förlopp uppnått $3,7 \text{ m}^3/\text{m}$, medan tunnelsektionen med långsamt förlopp har uppnått $2,9 \text{ m}^3/\text{m}$. Tunnelsektionen med medelsnabbt förlopp har uppnått $3,1 \text{ m}^3/\text{m}$.

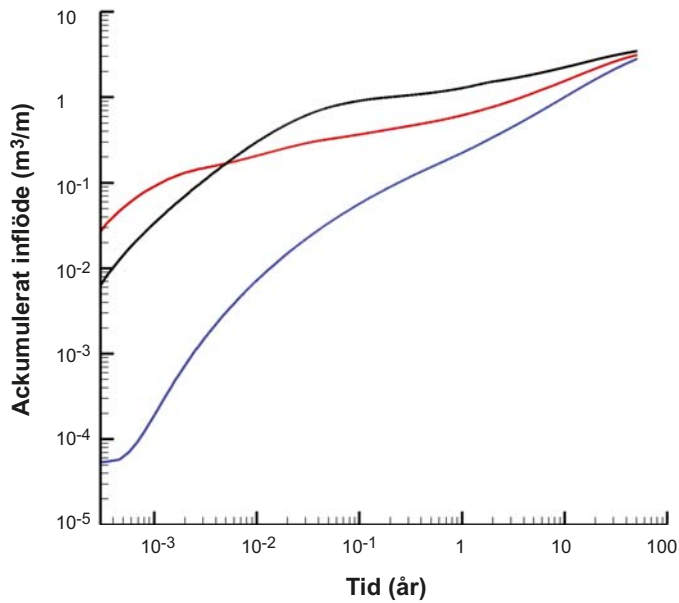
Vattnet som mättar de återfyllda anläggningsdelarna härrör huvudsakligen från modellområdets övre rand. Denna slutsats grundar sig på två aspekter. För det första är inströmningen över toppranden den enda tillgängliga fria vattenkällan i modellen. Modellen får här ett tillskott antingen i form av nederbörd (meteoriskt vatten med en successivt ändrad kemisk sammansättning) eller vatten från Östersjön (havsvatten med en successivt ändrad kemisk sammansättning). För det andra är permeabiliteten hos berggrunden över förvarsdjupet mycket högre än under. I grova drag kan sägas att den volym vatten som krävs för att uppnå full vattenmättnad av förvaret motsvaras av den volym vatten som rymms i berggrundens advektiva porvolym ovanför förvarsdjup.

Hydrogeokemisk utveckling

Utvecklingen av grundvattenflöde och hydrogeokemi under den tempererade perioden har modelleras mellan 8000 f Kr och 12 000 e Kr (notera att bara resultat fram till 9000 e Kr används i de geokemiska analyserna, se avsnitt 10.3.7). Det initiala hydrogeokemiska förhållandet i Forsmarksområdet år 8000 f Kr beskrivs med hjälp av ett antal referensvatten, vilka antas bidra till grundvattnets sammansättning i olika grad beroende på djupet. Initialt antas att salthalten är hög (djupt liggande salt vatten) på stort djup och att den minskar ju närmare markytan man kommer på grund av uppblandning med sötvatten av äldre meteoriskt ursprung (gammalt meteoriskt vatten) och glacialt smältvatten (glacialt smältvatten).



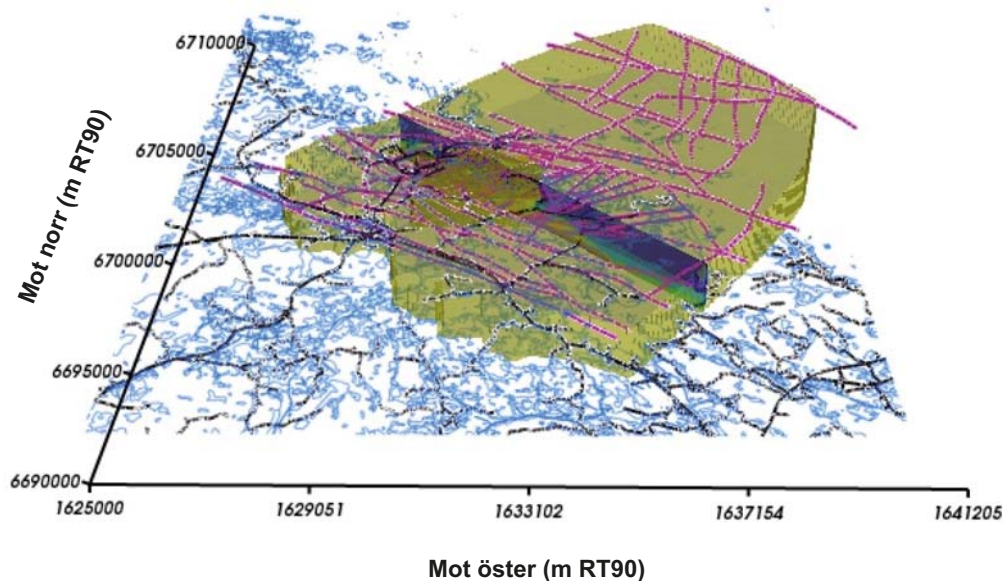
Figur 10-23. Inflöde [l/s] och ackumulerat inflöde [m^3] under driftskede A.



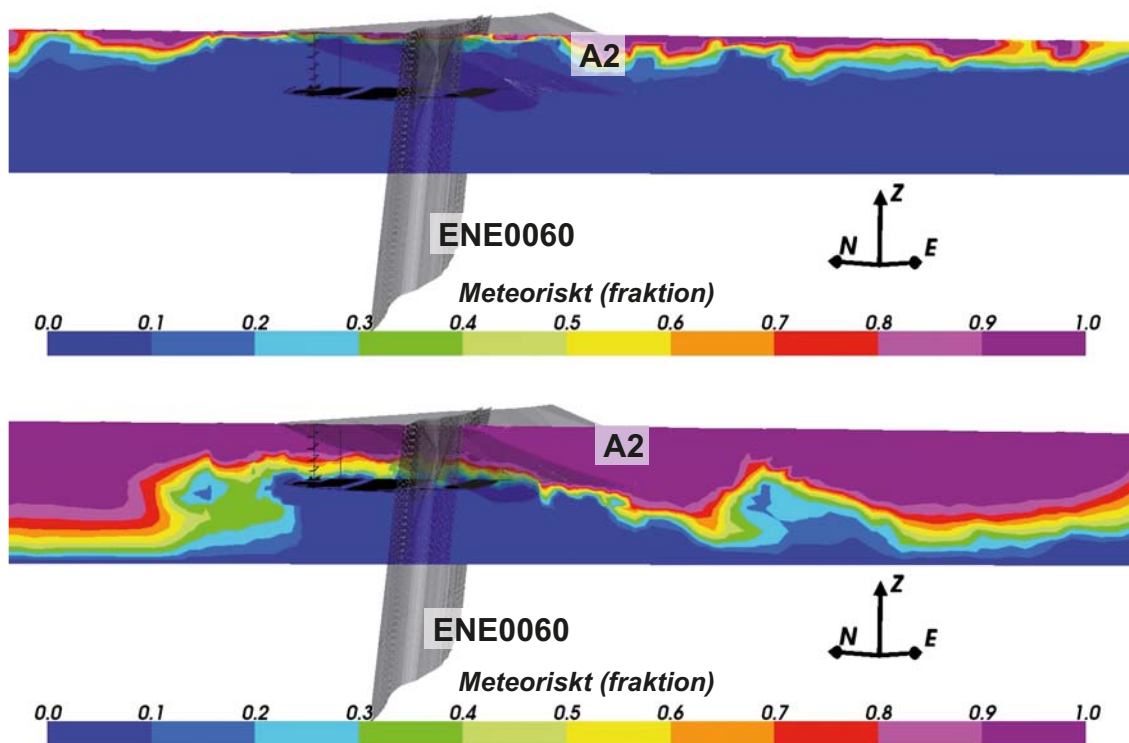
Figur 10-24. Ackumulerat inflöde [m^3/m] för tre tunnelsektioner med olika vattenmättnadsförlopp; svart = snabbt, röd = medelsnabbt och blå = långsamt.

Figur 10-25 visar läget för ett vertikalt snitt igenom den regionala modellområden. I figur 10-26 visas den relativa förekomsten av omvandlat meteoriskt vatten längs med det vertikala snittet vid 2000 e Kr och 9000 e Kr. För att underlätta förståelsen av bilden visas även de viktiga deformationszonerna ZFMA2 och ZFMENE0060 och förvarets inplacering.

Den modellerade relativa förekomsten av omvandlat meteoriskt vatten som visas i figur 10-26 vid 2000 e Kr är jämförbar med den som finns i den platsbeskrivande modellen. De högsta koncentrationerna återfinns närmast markytan. Den modellerade relativa förekomsten av omvandlat meteoriskt vatten ökar stadigt från 2000 e Kr till 9000 e Kr. Därför dras slutsatsen att berggrunden över tiden också kommer att utsättas för mer utspädda vattenförhållanden på djupet. Detta kommer att ha betydelse för förvarets funktion så som diskuteras nedan.



Figur 10-25. Läget för det vertikala snitt från nordväst till sydost som används för att illustrera den relativa förekomsten av omvandlat meteoriskt vatten i figur 10-26.



Figur 10-26. Vertikala snitt (nordväst till sydost) som illustrerar den relativa förekomsten av omvandlat meteoriskt vatten i modellen i regional skala. Överst visas den relativa förekomsten år 2000 e Kr och underst år 9000 e Kr. Modellen är 1 200 m djup.

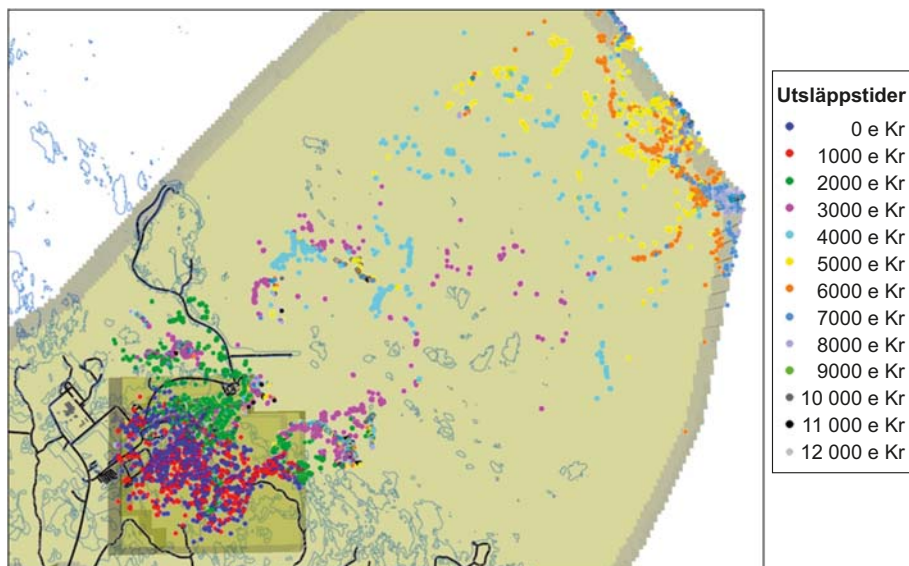
Utströmningslägen i biosfären

Figur 10-27 visar utvecklingen för utsläppspunkterna över tiden. I modellen i platskala släpps partiklar ut under stationära flödesförhållandet med tusen års mellanrum mellan 0 e Kr och 12 000 e Kr. Förvarets olika anläggningsdelar är i modellen i platskala inkluderade på ett förenklat sätt (som ekvivalenta sprickor). Utströmningslägena för partiklar som släpps ut vid 0 e Kr, 1000 e Kr och 2000 e Kr är belägna på land nära förvaret och uppvisar i takt med utsläppstiden en mycket obetydlig förflyttning i riktning mot strandlinjen år 2000 e Kr. Utströmningslägen för partiklar som släpps ut vid 3000 e Kr, 4000 e Kr och 5000 e Kr följer den retirerande strandlinjen. Utströmningslägena för partiklar som släpps ut vid efterföljande tider (från 6000 e Kr vidare till 12 000 e Kr) ansamlas vid modelldomänens nordöstra gräns. Detta kan tolkas på så sätt att modelldomänen skulle behöva utsträckas längre mot nordost. Gränsen stämmer emellertid överens med gränsen för modellen i SDM-Site /Follin 2008/ och hänför sig till en batymetrisk sänka i terrängen. Att dra ut modelldomänen skulle därför inte nödvändigtvis förändra mönstret för utströmningslägena. Som diskuterats i avsnitt 13.2.2 skulle dessutom en mindre förändring av utströmningslägena inte påverka de härledda utströmningsområdena för biosfären som används i efterföljande dosberäkningar.

I /Joyce et al. 2010/ visas det att Darcyflödet i startlägena liksom egenskaper längs flödesvägarna (transporttid och flödesrelaterat transportmotstånd) inte förändras väsentligt mellan olika utsläppstidpunkter.

Prestandamått

Prestandamåtten beräknas för fyra tidpunkter; 2000 e Kr, 3000 e Kr, 5000 e Kr och 9000 e Kr. Stationära hastighetsfält används för varje tidpunkt. I /Joyce et al. 2010/ redovisas samtliga resultat vid alla tidpunkter för olika realiseringar baserat på det hydrogeologiska basfallet. Dessutom analyseras i ett separat fall effekten av förgrenade flödesvägar genom att använda flera partiklar vid varje startläge. Även rumslig variabilitet kan studeras genom att analysera olika partikelstartlägen inom samma realisering. Här presenteras bara en liten uppsättning resultat för illustrativa syften.



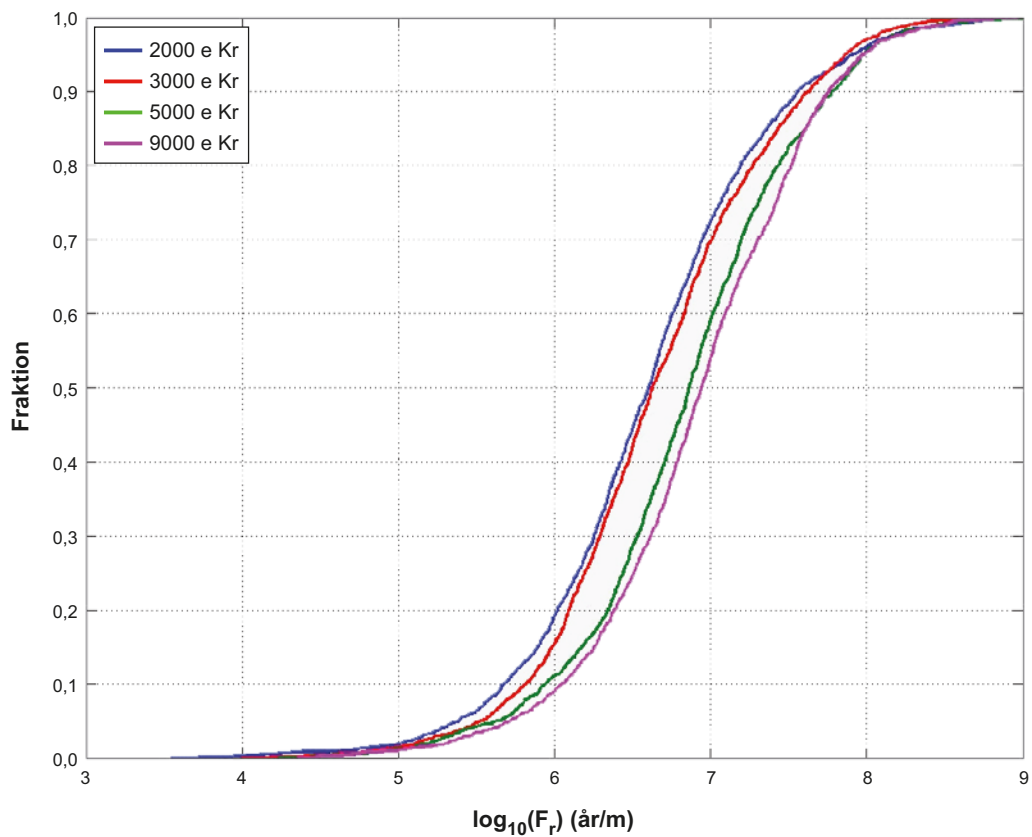
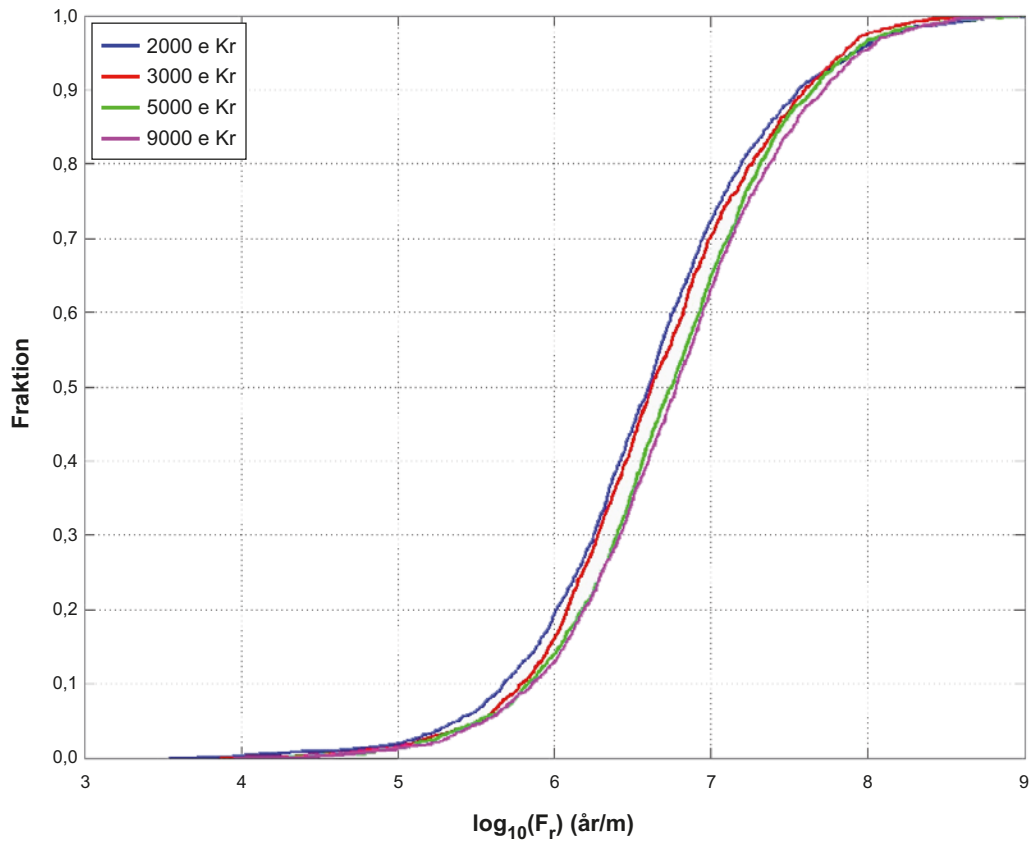
Figur 10-27. Utströmningslägen för partiklar som via utsläppsväg Q2 når toppranden i modellen i platskala för det hydrogeologiska basfallet. Partiklarna släpps ut vart tusende år från 0 e Kr till 12 000 e Kr och mellan 89 och 97 procent av de släppta partiklarna når toppranden. Modelldomänen i platskala betecknas med beige.

I figur 10-28 visas det flödesrelaterade transportmotståndet (F) vid startläget för de utsläppta partiklarna, dvs det slutliga F -värdet vid slutet av flödesvägen visas vid positionen för startläget. Det går inte att med lätthet urskilja något tydligt mönster för mer eller mindre gynnsamma förhållanden inom förvaret.

Flödesvägarna för de släppta partiklarna tenderar att bli längre när strandlinjen flyttas så som diskuterats ovan. Med tiden innebär detta i allmänhet längre advektiva transporttider liksom större värden för det flödesrelaterat transportmotståndet i en omfattning som figur 10-29 indikerar.



Figur 10-28. Startlägen för de partiklar (24 procent), släppta vid 2000 e Kr, som via utsläppsväg Q1 når modelldomänens topprand. Färgerna betecknar partikelvärdet på $\log_{10}(F)$. I bilden visas också vägar och byggnader (svart), strandlinjen (blå) samt HCD-modellen på nivån $z = -470$ m (mörklila).



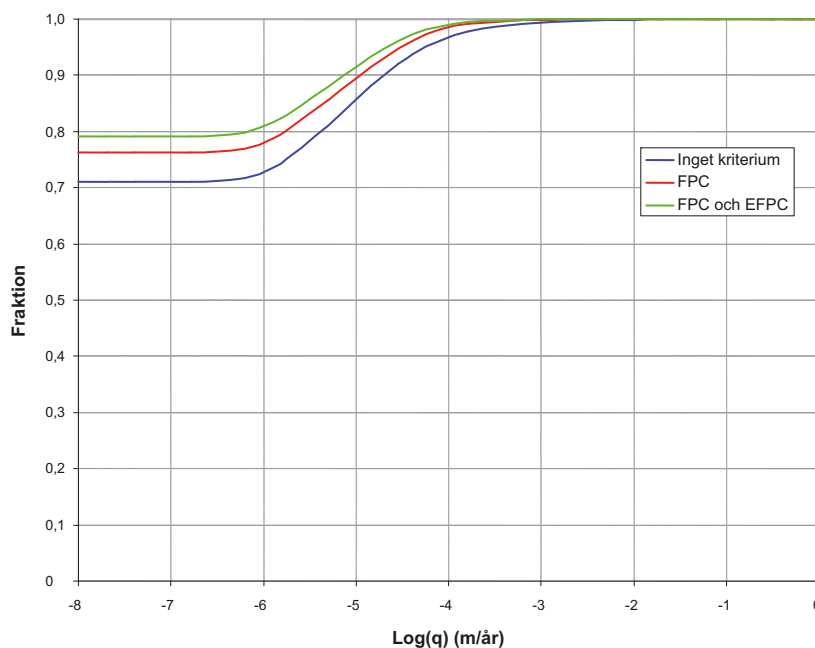
Figur 10-29. Kumulativa fördelningsfunktioner för flödesrelaterat transportmotstånd (F) för de partiklar som når modellens topprand (24 procent) vid utsläpp 2000 e Kr, 3000 e Kr, 5000 e Kr och 9000 e Kr via utsläppsväg Q1. Det översta diagrammet visar enbart bidraget från modellens DFN-del, medan den undre figuren inbegriper bidraget även från ECPM- och CPM-delarna.

Definitionen av det flödesrelaterade transportmotståndet (F) är rättfram i en diskret modell (DFN). I en kontinuummodell (ECPM och CPM) behövs det däremot kompletterande antaganden. Därför är det av intresse att bedöma hur stort bidrag till det slutliga värdet på F som härrör från (ackumuleras i) den delen av modelldomänen som modelleras som ett kontinuum. Figur 10-29 visar att för de senare utsläppstiderna skiftar F -värdena till något högre värden när kontinuumrepresentationen ingår. I de efterföljande beräkningarna av radionuklidtransport ingår emellertid bara det diskreta bidraget.

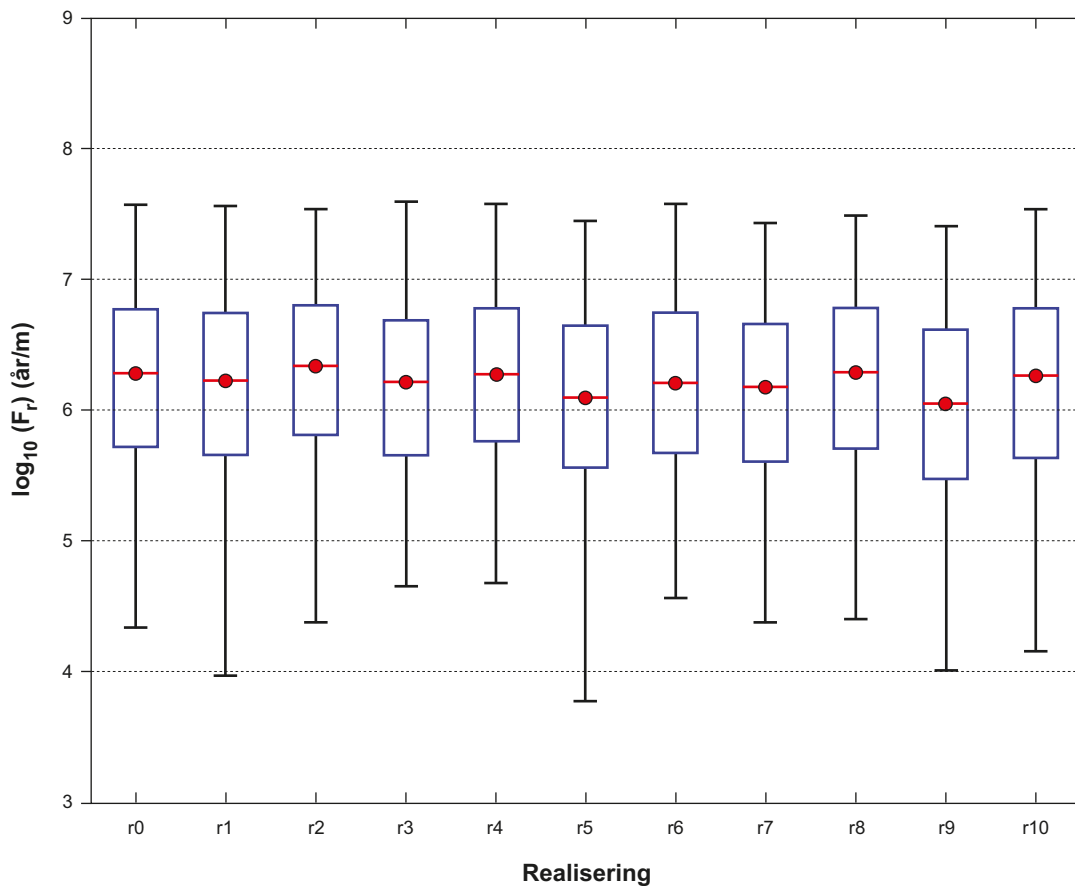
Som framgår av avsnitt 5.2.2 har sovringskriterier baserade på EFPC för deponeringshål införts i SR-Site. I figur 10-30 illustreras effekten av att tillämpa detta kriterium ifråga om Darcyflödet i sprickor som skär deponeringshål. Figuren visar att grovt räknat 70 procent av deponeringshålen inte skärs av någon vattenförande spricka. När kriteriet tillämpas skärs bara omkring 20 procent av deponeringshålen av en vattenförande spricka. Kriteriet leder med andra ord till att grovt räknat 10 procent av deponeringshålen utesluts. Det framgår också av figuren att den återstående fördelningen rör sig i riktning mot lägre värden på Darcyflödena. Följaktligen kommer tillämpningen av kriteriet att ha positiva konsekvenser för efterföljande analysberäkningar.

I realiseringen av det hydrogeologiska basfallet antas alla deformationszoner uppvisa en djuptrend i transmissivitet men annars ha konstanta egenskaper. Det diskreta spricknätverket är emellertid stokastiskt. I ytterligare realiseringar antas det att också deformationszonerna karakteriseras av rumslig variabilitet. I figur 10-31 visas ett så kallat "box and whisker"-diagram över det flödesrelaterade transportmotståndet (F) för utsläppsväg Q3 i realiseringen av basfallet och i tio andra realiseringar. Det går att se att medianen och de övre percentilerna är ganska stabila mellan realiseringarna, medan några realiseringar, till exempel r1, r5 och r9, uppvisar en lägre svans, dvs en lägre 5:e percentil. Motsvarande resultat observeras även för den advektiva transporttiden. Darcyflödet är emellertid mer stabilt mellan de olika realiseringarna. Med avseende på alla prestandamått karakteriseras utsläppsväg Q1 av mindre variabilitet mellan realiseringarna än utsläppsvägarna Q2 och Q3. Anledningen är de stora stokastiska sprickor som skär deponeringstunnlarna. Dessa skiljer sig mellan olika realiseringar och påverkar därmed i högre grad resultaten för utsläppsvägarna Q2 och Q3.

För att utvärdera den effekt som förgreningar längs flödesvägarna kan ha på den advektiva transporttiden och det flödesrelaterade transportmotståndet har ett antal (tio) partiklar släppts i varje startpunkt vid partikelspårningen. Endast de 25 procent av startpunkterna som hade högst Darcyflöde användes vid jämförelsen. De tio partiklarna kan hamna i olika flödesvägar till följd av stokastiskt val (viktat mot flödet) vid varje sprickkorsning. Resultaten visar att förgreningarna har obetydliga effekter på den samlade statistiken för de analyserade prestandamåtten.



Figur 10-30. Kumulativ fördelning av Darcyflödet (q) för utsläppsväg Q1 vid 2000 e Kr för alla deponeringspositioner med avseende på olika uteslutningskriterier. (Modifierad efter figur 6-15 i /Joyce et al. 2010./)

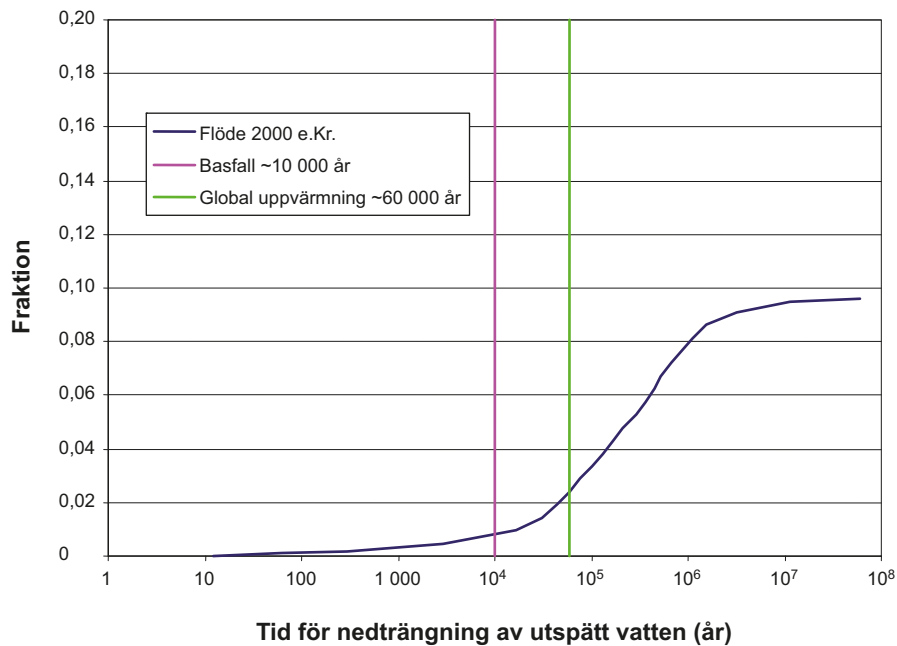


Figur 10-31. Ett sk "box and whisker"-diagram över flödesrelaterat transportmotstånd (F_p) för utsläppsväg Q3 för de partiklar som når modellens topprand vid utsläpp år 2000 e Kr. Realiseringen av det hydrogeologiska basfallet betecknas r0 och de tio stokastiska realiseringarna av HCD och HRD betecknas r1 till r10. De statistiska måtten utgörs av medianen (röd), den 25:e och den 75:e percentilen (blå box) och den 5:e och 95:e percentilen (svarta vertikala linjer).

Nedträngning av utspädd vatten

Den framtida grundvattenkemin erhålls i princip genom simuleringen av grundvattenflöde i regional skala som redovisas ovan. Simuleringen i regional skala avslutades emellertid vid 12 000 e Kr och uppvisar dessutom en ganska grov diskretisering, vilket inte medger någon analys av grundvattenkemins utveckling i deponeringshållsskala. Därför har en kompletterande analys utförts av grundvattenkemins utveckling och särskilt potentialen för nedträngning av utspädd vatten, eftersom ett utspädd grundvatten kan förorsaka erosion av bufferten och återfyllningen.

För att bedöma potentialen för nedträngning av utspädd vatten från toppranden till förvaringsnivå har en förenklad analysmetod använts. Infiltration av meteoriskt vatten längs de inströmningsvägar som har sitt ursprung nära markytan inom modellen i regional skala beaktas. Det antas att det infiltrerande vattnet inte har något saltinnehåll. Notera att detta är ett pessimistiskt antagande enligt diskussionen i avsnitt 10.1.3. I den förenklade analysen antas vidare att vattnets salthalt i bergmatrix och sprickor är i jämvikt när simuleringarna startar; tillämpligheten av detta antagande diskuteras också i avsnitt 10.1.3. Det flödesfält som råder år 2000 e Kr används. Längs med flödesvägarna är den enda process som motverkar nedträngningen av den meteoriska vattenfronten det matrisvatten som diffunderar ut i sprickorna. För varje deponeringshåll beräknas den tid som krävs för att grundvattnets salthalt ska sjunka under tio procent av sin ursprungliga koncentrationsnivå. Figur 10-32 visar fördelningen av dessa tider för alla deponeringspositionerna. Nuvarande salthalt på platsen är ungefär 10 g/l. Tio procent av den ursprungliga koncentrationen motsvarar då 1 g/l, vilket ligger väl över det kriterium på 0,3 g/l som antas representera utspädda förhållanden med potentiella bufferterosionsproblem, se avsnitt 10.3.7. De vertikala linjerna representerar hur länge den tempererade perioden ungefärligen



Figur 10-32. Tidsfördelning för alla deponeringspositioner för en reduktion till tio procent av vattnets ursprungliga salthalt. Den gröna linjen visar att något mer än två procent av deponeringshålerna drabbas av utspädda förhållanden inom varianten för global uppvärmning. Den lila linjen visar att ungefär en procent av deponeringshålerna drabbas av utspädda förhållanden under de första tiotusen åren av den inledande tempererade perioden.

antas vara, dvs 10 000 år för basfallet och 60 000 år för varianten med global uppvärmning, se avsnitt 10.6. Det bör observeras att något mer än två procent av deponeringspositionerna drabbas av utspädda förhållanden inom varianten med global uppvärmning, medan ungefär en procent av dem drabbas av utspädda förhållanden under de första tiotusen åren av den inledande tempererade perioden.

EDZ och crown space i deponeringstunnlar

Som fastslogs i avsnitt 10.2.2 finns det gott om belägg för att en potentiellt skadad zon (EDZ) som bildats under förvarsbygget kommer att hålla sig under den maximala transmissivitet som konstruktionsförutsättningarna fastslår. Dessutom antyder data att en kontinuerlig EDZ inte kommer att utvecklas. Givet att förekomsten av EDZ för närvarande bara kan analyseras genom indirekta mätningar, verkar det emellertid berättigat att överväga att en EDZ kan uppkomma i enlighet med konstruktionsförutsättningarna, dvs med en axiell transmissivitet på 10^{-8} m²/s, som ett grundläggande antagande för fortsatta analyser. Dessutom verkar det även berättigat att undersöka hur transmissiv en EDZ behöver vara för att signifikant påverka andra säkerhetsfunktioner, såväl som att studera påverkan av att inte ha någon axiellt kontinuerlig EDZ över huvud taget.

I modellen för det hydrogeologiska basfallet införs en kontinuerlig skadad zon under tunnelsulan i alla tunnlar (deponerings-, stam-, transport- och tillfartstunnlar). EDZ har ett transmissivitetsvärde på $T=1 \cdot 10^{-8}$ m²/s och en tjocklek av 0,3 m. För att utvärdera prestandamåttens känslighet för tunnelegenskaper har fyra alternativa fall analyserats. Två av dessa har högre EDZ-transmissiviteter ($T=1 \cdot 10^{-7}$ m²/s respektive $T=1 \cdot 10^{-6}$ m²/s), ett fall har ingen EDZ alls och det slutliga fallet har EDZ-egenskaper som i basfallet men kombineras med ett vattenförande utrymme under tunneltaket (crown space). Utrymmet uppstår genom en konsolidering av återfyllningsmaterialet. I modellen modelleras detta utrymme som en 0,1 m tjock zon med ett högt konduktivitetsvärde ($K=1 \cdot 10^{-3}$ m/s) och en porositet som är lika med ett.

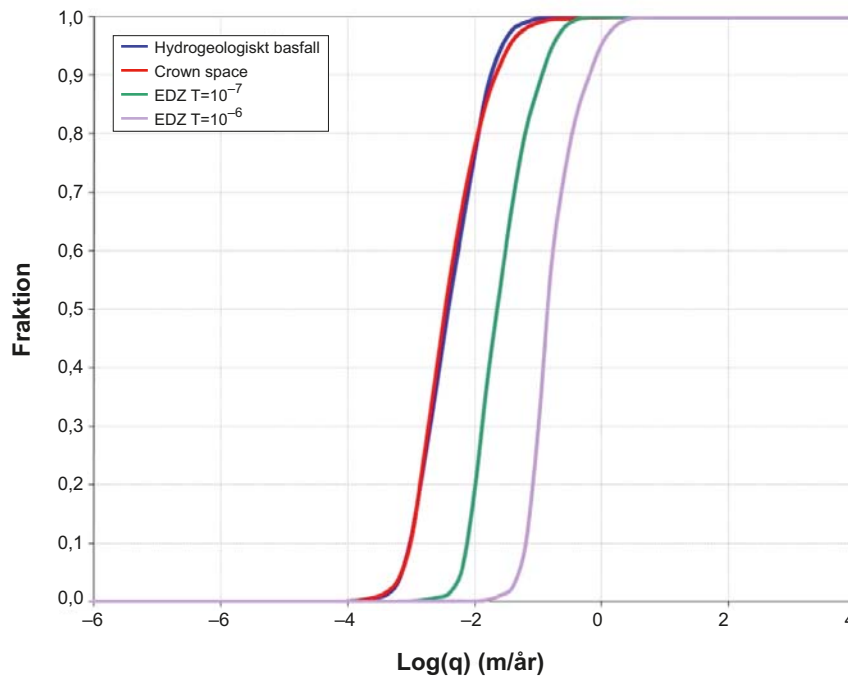
I figur 10-33 visas Darcyflödet (q) för de partiklar som lyckas nå modellens topprand via utsläppsväg Q2. Eftersom utsläpp via utsläppsväg Q2 sker i EDZ existerar per definition inget resultat för fallet utan EDZ. Som väntat visar figuren tydligt att en ökning av EDZ-transmissiviteten innebär en

ökning i det tillhörande Darcyflödet. Fallet med crown space innebär å andra sidan ingen förändring av Darcyflödet i EDZ. Detsamma gäller de andra utsläppsvägarna, dvs crown space har även i dessa fall endast en marginell påverkan på de uppskattade Darcyflödena.

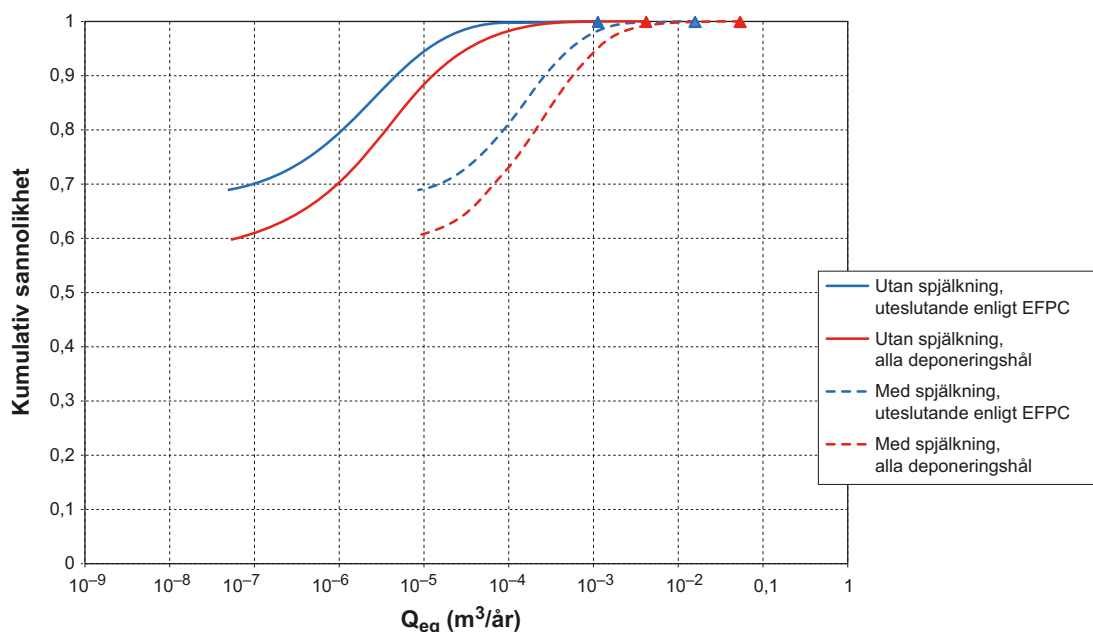
Beträffande det flödesrelaterade transportmotståndet (F) ger fallet utan EDZ de mest gynnsamma förhållandena. Skälet är att utan EDZ tenderar partiklar att transporteras mer i det sprickiga berget och därigenom ackumuleras deras F -värden (ingen retention tillgodosöks i EDZ). Omvänt råder det med ökad EDZ-transmissivitet eller crown space mindre gynnsamma förhållanden och fördelningarna för det flödesrelaterade transportmotståndet går mot lägre värden. Påverkan av EDZ och crown space på det flödesrelaterade transportmotståndet är mest uttalat för utsläppsväg Q3.

Effekter av spjälkning

I avsnitt 10.3.5 diskuteras de mekaniska effekter som kan uppkomma på grund av spjälkning i deponeringshål till följd av den ökade spänning som värmen från bränslet orsakar. Spjälkningen resulterar också i förändrade förhållanden för massutbyte mellan bufferten och den spricka som skär deponeringshålet i form av ett ändrat Q_{eq} för utsläppsväg Q1. För att beakta spjälkning i deponeringshållsväggar utvecklades en särskild modell för användning i SR-Can /Neretnieks 2006a/ med ett ändrat ekvivalent flöde för utsläppsväg Q1 till följd av den skadade zonen som orsakas av spjälkningen. Denna modell har uppdaterats för vidare användning i SR-Site /Neretnieks et al. 2010/. Det ändrade ekvivalenta flödet i den skadade zonen beräknas vara proportionellt mot kvadratroten av flödet i sprickorna kring deponeringshålet, där proportionalitetsfaktorn är en funktion av deponeringshålets tortuositet (–) och porositet (–), samt bredd och tjocklek (m) hos den spjälkade zonen ifall en sådan zon förekommer. Dessa data kommer från modelleringsresultat i /Hökmark et al. 2010/ som presenteras i avsnitt 10.3.5 och från experiment som utförts på Äspölaboratoriet såsom beskrivs ytterligare i **Datarapporten**, avsnitt 6.5. I figur 10-34 visas effekterna av spjälkning. Resultaten visar att spjälkning har potential att öka det ekvivalenta flödet för utsläppsväg Q1 med mer än en storleksordning, men att de andra utsläppsvägarna inte påverkas.



Figur 10-33. Kumulativa fördelningsfunktioner för Darcyflödet (q) för deponeringshål med partiklar som via utsläppsväg Q2 når modellens topprand vid utsläpp år 2000 e Kr. Fördelningar för fyra fall visas: det hydrogeologiska basfallet, fallet med crown space, fallet med EDZ $T=1 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ och fallet med EDZ $T=1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. (Modifierad efter figur E-49 i /Joyce et al. 2010/.)



Figur 10-34. Kumulativ fördelning för Q_{eq} för utsläppsväg $Q1$ vid tidpunkten 2020 e Kr i Forsmark vid förhållanden med och utan spjälkning och under beaktande av om EFPC för att sovra deponeringspositioner används eller inte. Trianglarna betecknar fördelningarnas maximivärden.

Modellvarianter relaterade till SDM-Site

Ett antal varianter som relateras till platsens egenskaper och motiveras i SDM-Site-rapporten /Follin 2008/ utvärderas också inom SR-Site. Dessa sammanfattas kort nedan.

Alternativa samband mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek

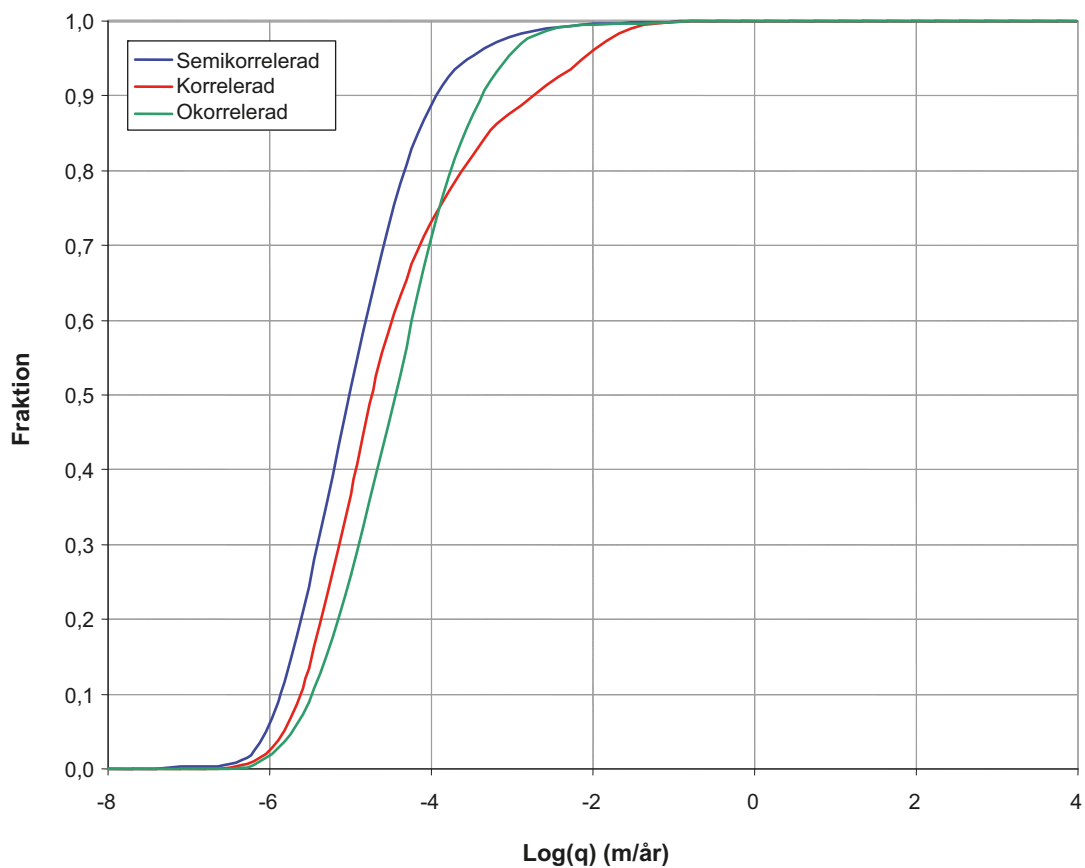
Den hydrogeologiska DFN-modelleringen som utfördes i SDM-Site /Follin et al. 2007b/ behandlade tre sorters modeller för korrelation mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek; helt korrelerade, okorrelerade och semikorrelerade. Slutsatsen som drogs var att de helt korrelerade och semikorrelerade modellerna förhållandevis väl reproducerade siffervärden och fördelningsform för de specifika kapaciteter som uppmätts med Posiva Flow Log och därmed indikerade att det fanns någon sorts korrelation mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek. Den simulerade fördelningen för den okorrelerade modellen var däremot påtagligt annorlunda och mindre representativ. Av den anledningen utgår det hydrogeologiska basfallet i SR-Site från det semikorrelerade sambandet mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek såsom det härleddes i SDM-Site. För att kvantifiera osäkerheter undersöks emellertid också de alternativa sambanden, dvs de helt korrelerade och okorrelerade modellerna, i SR-Site som varianter, se figur 10-35.

De resultat från partikelspårningar som rapporteras av /Joyce et al. 2010/ visar att prestandamåtten (Darcyflöde och det flödesrelaterade transportmotståndet) beror av det valda sambandet mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek med upp till ungefär en halv storleksordnings spridning mellan de tre varianterna.

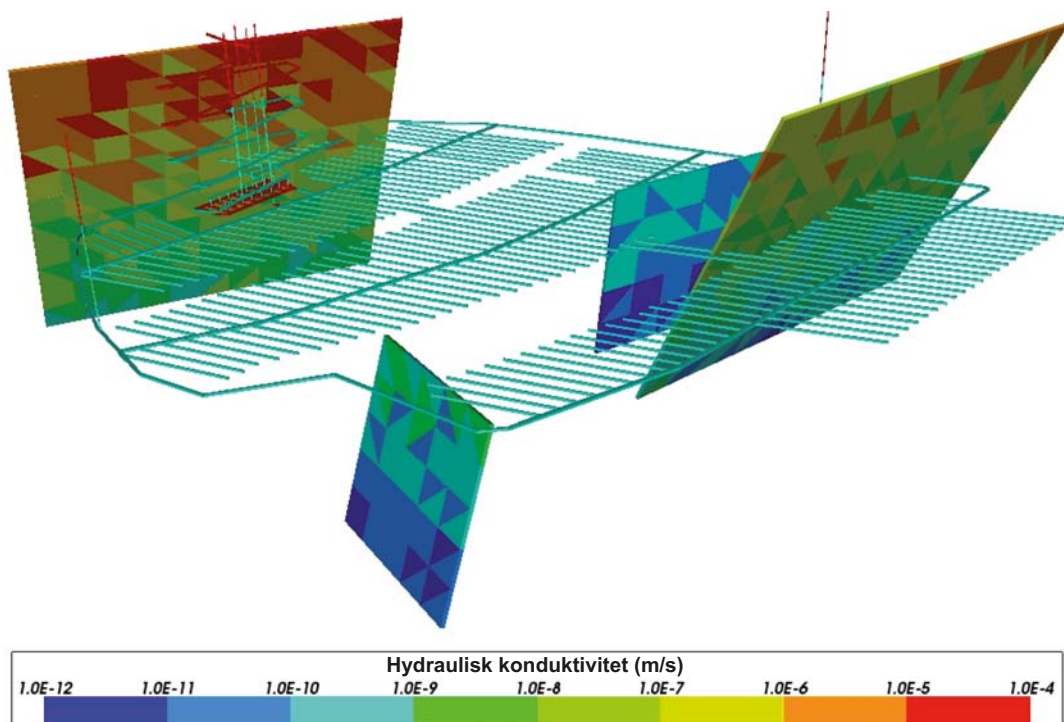
Möjliga deformationszoner

Som ett alternativfall för SR-Site adderades fyra möjliga deformationszoner (PDZ) som identifierats i SDM-Site till de deterministiska deformationszonerna i HCD-modellen och behandlades på samma sätt som dessa. De kombinerades sedan med motsvarande realiseringar av de HCD- och HRD-sprickor som skapats för det hydrogeologiska basfallet. Figur 10-36 visar de möjliga deformationszonerna i förhållande till förvarsstrukturerna. Några av dem skär förvarsstrukturerna och skulle kunna tänkas ge potentiella flödesvägar.

De simulerade utsläppslägena för de tre PDZ-realiseringarna visar liten variation sinsemellan och liknar dessutom de som erhöles för det hydrogeologiska basfallet. De modellerade möjliga deformationszonerna har följaktligen en ringa effekt på prestandamåtten.



Figur 10-35. Kumulativa fördelningsfunktioner för Darcyflödet (q) för de deponeringshål med partiklar som via utsläppsväg Q1 når modellens topprand vid utsläpp år 2000 e Kr. Fördelningar för tre korrelationsmodeller mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek visas: helt korrelerat, okorrelerat och semikorrelerat. (Modifierad efter figur 6-28 i /Joyce et al. 2010/.)



Figur 10-36. Realisering 1 av de möjliga deformationszonernas hydrauliska konduktivitet. Strecken illustrerar olika tunnlar på försvarsdjupet.

Omodifierad vertikal hydraulisk konduktivitet

Under den kalibrering och verifieringsövning som utfördes för basfallssimuleringen i SDM-Site reducerades den vertikala hydrauliska konduktiviteten i modellen i regional skala på djup mindre än 400 m med en faktor tio i ett försök att förbättra anpassningen till kemi- och interferenstestdata. Denna modifiering användes också för ECPM-representationen i modellerna för det hydrogeologiska basfallet i regional skala respektive platsskala i SR-Site. Ingen motsvarande förändring gjordes emellertid av egenskaperna för sprickorna i DFN-representationen i modellen i platsskala, vilket kan innebära en bristande överensstämmelse när det gäller flödena mellan DFN- och ECPM-representationerna i denna modellskala. Som ett alternativt fall för SR-Site har modifieringen av den vertikala hydrauliska konduktiviteten tagits bort för den ECPM-representation som användes i modellerna i regional skala och platsskala.

De simulerade utsläppslägena för fallet med en omodifierad vertikal hydraulisk konduktivitet är nästan samma som de som erhålls för det hydrogeologiska basfallet. De diagram för kumulativa fördelningsfunktioner som visar Darcyflödet och det flödesrelaterade transportmotståndet är helt jämförbara med motsvarande diagram för det hydrogeologiska basfallet, vilket antyder att modellen i platsskala är okänslig för förändringar i den vertikala hydrauliska konduktiviteten i ECPM.

Utökad rumslig variabilitet

Den HRD-modell som utvecklats för SDM-Site täcker i huvudsak själva förvarsområdet. Utanför detta område finns det liten eller ingen tillgänglig information som underlag för någon mer noggrant utförd HRD-modellering. Berggrunden utanför förvarsområdet modellerades därför som ett CPM med homogena och isotropiska egenskaper inom respektive djupzon. Det hydrogeologiska basfallet i SR-Site är inte annorlunda i detta avseende.

Som en modellvariant för SR-Site ersattes det område som behandlades som ett CPM i det hydrogeologiska basfallet av en mer noggrant utformad HRD-modellering. De ytterligare DFN-data som krävdes för detta variantfall kommer från undersökningarna vid SFR /Öhman och Follin 2010/. Denna information används för att skapa en fullständig ECPM-representation av modellerna i regional skala respektive platsskala. Dessutom utsträcktes DFN-området för modellen i platsskala norrut bortom Singözonen vilken skulle kunna utgöra en viktig utströmningsplats. Båda modellerna har kvar den befintliga HSD-domänen. Modellen i förvarsskala omfattades inte av analysen.

I fallet med utökad rumslig variabilitet verkar fler partiklar strömma ut närmare förvaret, vilket är rimligt med tanke på den förbättrade representationen av diskreta egenskaper (flödesvägar). De kumulativa fördelningar som visar Darcyflödet och det flödesrelaterade transportmotståndet skiljer sig emellertid inte signifikant åt från motsvarande fördelningar för det hydrogeologiska basfallet och antyder därför att fallet med utökad rumslig variabilitet bara har en måttlig effekt på prestandamått.

Icke förslutna borrhål

Resultaten visar att närvaron av ett öppet borrhål har viss effekt på flödesfältet. I flertalet simuleringar är det emellertid bara en liten delmängd utsläppta partiklar som kommer in i borrhålen. Maximalt 23 procent av de utsläppta partiklarna kommer in i ett borrhål under en simulering.

Den statistiska analysen av den totala mängden utsläppta partiklar visar att prestandamåtten ändras i liten omfattning. Förändringen i prestandamått håller sig i allmänhet inom 20 procent vid en jämförelse mellan borrhålsfallet och det hydrogeologiska basfallet. Prestandamåtten uppför sig som förväntat. Darcyflödet ökar något medan den advektiva transporttiden och det flödesrelaterade transportmotståndet minskar en del i borrhålsfallen.

När den statistiska analysen utförs med hänsyn enbart till de partiklar som kommer in i borrhålen och resultaten jämförs med samma delmängd partiklar i det hydrogeologiska basfallet påverkas prestandamåtten mer. Förändringarna håller sig emellertid fortfarande inom en faktor fyra och med samma riktning för de olika prestandamåtten som tidigare.

Därför dras slutsatsen att om man inkluderar ett borrhål i modellen för det hydrogeologiska basfallet har det ingen betydande effekt på prestandamåtten även om grundvattnets flödesmönster påverkas och flödesvägarna för de utsläppta partiklarna förändras.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Allmänna osäkerheter kring de resultat som presenteras i detta avsnitt har att göra med den härledda modell för hydrogeologiska diskreta spricknätverk (DFN) som används i det hydrogeologiska basfallet. En omfattande diskussion om dessa osäkerheter, inklusive förhållandet mellan de hydrogeologiska och geologiska DFN-modellerna, presenteras i avsnitt 6.6 i **Datarapporten**. Nedan diskuteras specifika osäkerheter som förknippas med de utförda analyserna.

Vattenmättnad. Baserat på sina beräkningar drar /Svensson och Follin 2010/ slutsatsen att det kommer att ta hundratals år för förvaret att uppnå fullständig mättnad och att detta omfattar en relativt kort period med snabbt initialt inflöde som följs av asymptotiska förhållanden där inflödet gradvis minskar. Tidsskalan för mättnad är förmodligen överskattad i DarcyTools givet den förenklade behandlingen av kapillär sugning /Enssle och Poppei 2010/. De mättnadstider som rapporteras av /Svensson och Follin 2010/ ligger inom det intervall av värden som erhållits från modellering där återfyllningens hydrologi hanteras mer i detalj och där även bufferten omfattas, se avsnitt 10.3.8.

Hydrogeokemisk utveckling. De osäkerheter som förknippas med den hydrogeokemiska utvecklingen är främst relaterade till initial- och randvillkor. Osäkerheten i utvecklingen av proportionerna mellan enskilda referensvatten går sålunda att jämföra med osäkerheten i de specificerade initial- och randvillkoren. Utvecklingen av salthalten, som beror av referensvattnens sammansättning, förknippas därmed också med viss osäkerhet. Det hävdas emellertid här att denna osäkerhet är mindre än osäkerheten när det gäller de enskilda referensvattnen, eftersom salthalten utgör en integrerad storhet (summering av enskilda beståndsdelar i referensvattnen). Den modellerade salthaltsutvecklingen mot allmänt mer utspädda förhållanden under den tempererade perioden betraktas som en utveckling med hög sannolikhet.

Utströmningsplatser i biosfären. Till följd av kontinuumrepresentationen i de yttre delarna av domänen, där partiklar släppta vid senare tidpunkter tenderar att strömma ut, kan strandlinjens läge komma att dominera utströmningslägena på ett överdrivet sätt. För en diskret representation kan utsläppspunkterna påverkas mer av utgående deformationszoner eller sprickor. Denna fråga studeras i alternativfallet med utökad rumslig variabilitet, för detaljer se Modellvarianter relaterade till SDM-Site nedan.

Multipla realiseringar och förgrening av flödesvägar. Osäkerheten i prestandamått hanteras med hjälp av både multipla realiseringar och multipla partiklar vid varje startposition. Resultaten tyder på att förgreningar av flödesvägar (analyserat med multipla partiklar för varje startpunkt) inte innebär någon ytterligare osäkerhet, medan det förekommer viss variabilitet mellan realiseringarna. Därför behöver multipla realiseringar utvärderas i senare analyser.

Val av konceptuell modell. Den osäkerhet i resultat som beror på valet av konceptuell modell, dvs en diskret representation där parameteriseringen av den diskreta modellen har utförts i enlighet med den metodik som utvecklats som en del av den platsbeskrivande modelleringen /Follin 2008/, har utvärderats genom att en annan konceptuell modell har använts. I /Liu et al. 2010/ har ett modelleringsverktyg för kanalnätverk, CHAN3D, tillämpats för tempererade förhållandena vid Forsmark och motsvarande prestandamått som i /Joyce et al. 2010/ har beräknats. I CHAN3D parameteriseras modellen med blockkonduktivitetvärden som är ett resultat av en uppskalning av den ursprungliga hydrogeologiska DFN-modellen. Resultaten visar att de rapporterade medianprestandamåtten är väldigt lika, medan resultatspridningen är mindre i CHAN3D än i ConnectFlow. Dessa resultat stämmer väl överens med rön från en tidigare analys (SR 97) så som rapporterats av /Selroos et al. 2002/, dvs diskreta modeller tenderar att uppvisa mer spridning än kontinuumrepresentationer.

Kinematisk porositet. Bland de olika prestandamåtten beror bara den advektiva transporttiden av porositet (eller sprickapertur i en diskret modell). I /Joyce et al. 2010/ beaktas effekten av denna osäkerhet, och en utförlig utvärdering presenteras i /Selroos och Follin 2010/. Slutsatsen är att denna osäkerhet är av begränsad betydelse för tillämpningarna inom SR-Site, eftersom advektiv transporttid bara i mindre utsträckning påverkar simuleringar av hydrogeokemi och radionuklidtransport.

Nedträngning av utspätt vatten. Analysen av nedträngandet av utspätt vatten ska ses som en approximativ kvantifiering. För det första används flödesfältet vid 2000 e Kr, dvs den tidsberoende utvecklingen av flödeskaraktistiken beaktas inte. För det andra tas ingen hänsyn till blandning eller till interaktioner mellan vatten och berg, vilket är aspekter som helt klart kan påverka vattenkemins

utveckling. Därför ska de rapporterade siffrorna ses som mycket grova uppskattningar snarare än förutsägelser av en framtida utveckling. De presenterade värdena för antal deponeringshål som drabbas av utspädda förhållanden anses dock lämpliga för användning i efterkommande analyser av bufferterosion och kapselkorrosion, eftersom de sannolikt utgör pessimistiska uppskattningar. Den kunskap om förvarsplatsen som presenteras i avsnitt 10.1.3 och som baseras på insamlade data indikerar att utspädda vatten inte tränger ner till förvarsdjup. Som den förenklade analys som utförts dock påvisar är det svårt att försvara att inte ett litet antal deponeringshål skulle kunna drabbas av utspädda förhållanden.

EDZ, crown space och spjälkning. Omfattningen av crown space är rent hypotetisk. I verkligheten betraktas det som osannolikt eller rentav omöjligt att ett sådant utrymme utvecklas med en svällande återfyllning, se avsnitt 10.3.8. De införda egenskaperna hos EDZ bedöms också vara pessimistiska, se avsnitt 10.2.2. Därför utgör de beaktade fallen pessimistiska alternativ och inga ytterligare osäkerheter identifieras i förhållande till simuleringarna med förvarsegenskaper enligt basfallet. Fallen med modifierade förvarsrelaterade egenskaper är emellertid av intresse att föra vidare till senare beräkningar av radionuklidtransport, eftersom systemets funktion påverkas.

Modellvarianter relaterade till SDM-Site. Osäkerheten i prestandamått för det hydrogeologiska basfallet, med parameterisering baserad på SDM-Site, hanteras genom ett antal modellvarianter. Bland de fyra variantfall som studerats är det främst variantfallen med ”alternativa samband mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek” som antyder någon väsentlig ytterligare variabilitet (osäkerhet). Resultaten för dessa variantfall visar att prestandamåtten för det semikorrelerade samband som används i modellen för det hydrogeologiska basfallet är allmänt mer gynnsamma än de andra två korrelationsmodellerna. Därför är det viktigt att föra även de andra korrelationsmodellerna vidare till konsekvensberäkningar. Resultaten från variantfallet med den utökade rumsliga variabiliteten tyder på att effekten av en diskret representation av hela domänen i viss utsträckning förändrar mönstret för utströmningsplatserna. Särskilt orsakar införandet av de ytterligare diskret modellerade sprickorna att fler partiklar strömmar ut nära förvaret. Eftersom basfallet redan innehåller utsläppslagen nära förvaret hävdas det att denna variant inte behöver beaktas i de efterföljande analyserna.

Sammanfattningsvis innebär osäkerheten i sambandet mellan spricktransmissivitet och sprickstorlek att alla tre korrelationsmodellerna behöver föras vidare till efterföljande analyser av bufferterosion, kapselkorrosion och radionuklidtransport. Det är inte motiverat att ta upp de andra SDM-Site varianterna i den fortsatta analysen.

Kanalbildning. De beräknade värdena för det flödesrelaterade transportmotståndet (F) kan användas omodifierade i efterföljande beräkningar av radionuklidtransport och syrenedträngning. I SR-Can dividerades F -värden med en faktor tio för att ta hänsyn till kanalbildning. I SR-Site används ingen sådan kanalbildningsfaktor baserat på motiv som presenteras i **Radionuklidtransportrapporten**. För det första är variabiliteten när det gäller sprickapertur större mellan olika sprickor än inom varje spricka. För det andra kan det strömmande vattnet bara komma in i och lämna sprickor på ett begränsat område, vilket i väsentlig omfattning hindrar flödesvägarnas utbredning. För det tredje kan avsevärda delar av sprickans kontaktfria ytareal utanför de dominerande flödeskanalerna fortfarande nås genom diffusion och därmed erbjuda ytterligare ytareal för radionuklider att interagera med bergmatrisen.

De resultat som erhållits genom att använda den alternativa konceptuella modell som ingår i CHAN3D, se ”Val av konceptuell modell” ovan, stödjer också användningen av ett omodifierat värde på det flödesrelaterade transportmotståndet (F). I CHAN3D erhålls inte den flödesväta ytan med hjälp av de diskreta sprickorna i modellen utan uppskattas snarare baserat på sprickfrekvensen. Därför visar liknande uppskattningar av F i båda modelleringsverktygen att fördelningen av det flödesrelaterade transportmotståndet inte bör modifieras i den diskreta tillämpningen.

10.3.7 Kemisk utveckling i och omkring förvaret

Inledning

Under den inledande tempererade perioden efter förslutningen kommer infiltrationen av meteoriskt vatten, förskjutningen av Östersjöns kustlinje och förändringar i årlig nederbörd att påverka förvars-

platsens hydrologi på det sätt som beskrivs i det tidigare avsnittet 10.3.6. Dessa fenomen ger upphov till förändringar i den geokemiska sammansättningen av grundvatten omkring förvaret.

En av de frågor som tas upp för denna period är om den kemiska miljön kommer att vara fortsatt gynnsam för inneslutningsfunktionen efter förvarets förslutning. De viktigaste parametrarna, som togs upp i avsnitten 8.3 och 8.4, är redoxegenskaper (säkerhetsfunktionen R1a i figur 10-2) och salt-halt (säkerhetsfunktionerna R1b och R1c). Andra faktorer att ta hänsyn till är grundvattnets innehåll av kalium, sulfid och tvåvärt järn, eftersom de skulle kunna påverka buffertens och kapselns kemiska stabilitet (säkerhetsfunktionen R1d), samt effekten av injektering i geosfären och av cementmaterial i de tekniska barriärerna, vilket skulle kunna påverka grundvattnets pH (säkerhetsfunktionen R1e).

Modellering

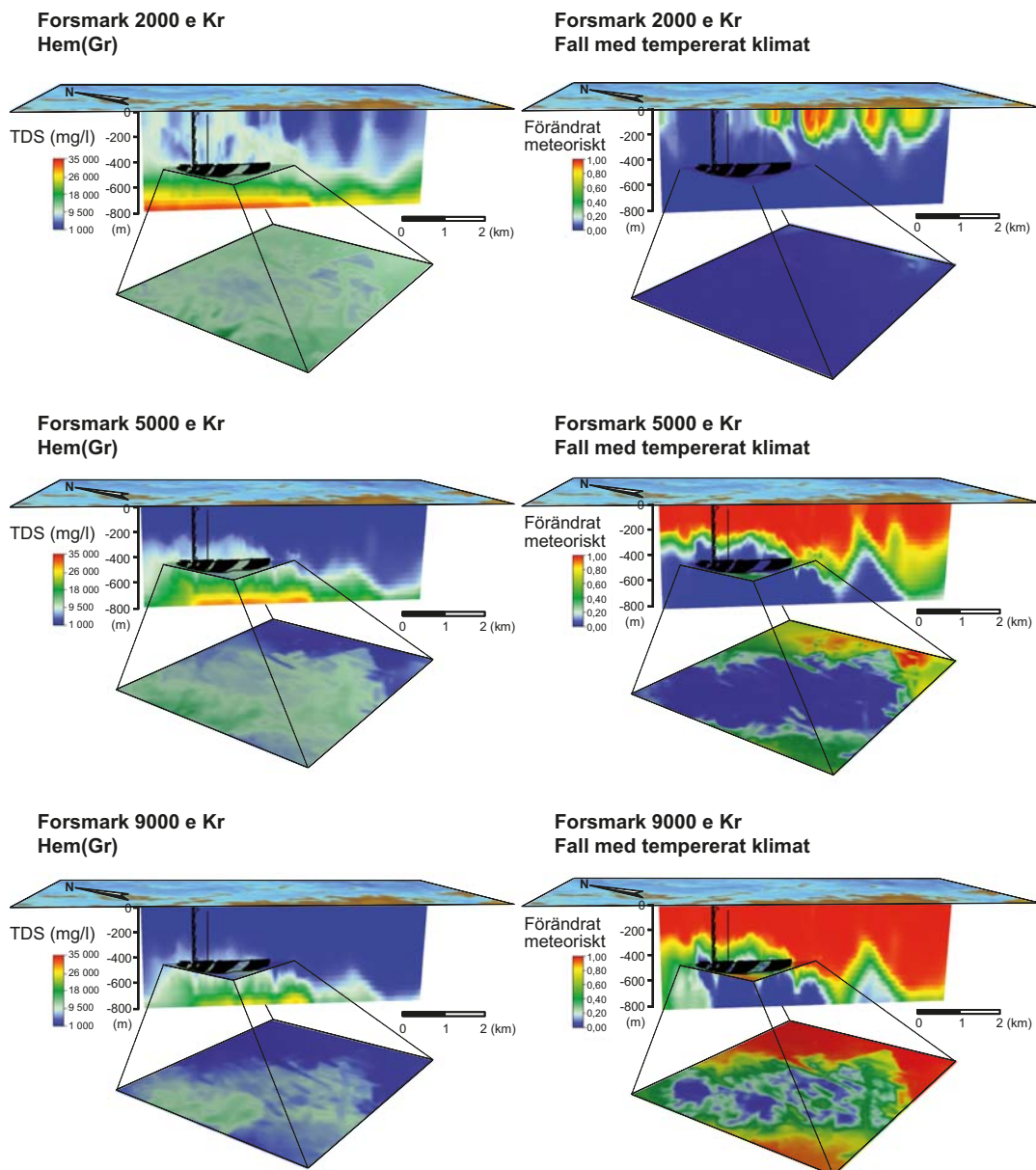
Grundvattensammansättningar modelleras med processerna advektion, blandning och kemiska reaktioner med sprickmineral. Resultaten från modelleringen av grundvattenflöde i regional skala används som indata till en geokemisk modell som inkluderar blandning och reaktioner. Syftet har varit att ta fram likvärdiga grundvattenmodeller för hydrogeologi och geokemi. Den svaga kopplingen mellan de två modellerna gör det också möjligt att beskriva den geokemiska heterogeniteten, som annars skulle vara svår att åstadkomma. Indirekt beaktas även effekter av diffusion i bergmatri-sen, eftersom modellen i regional skala tar hänsyn till diffusionen av salt in i och ut ur bergmatri-sen, se /Joyce et al. 2010/ och avsnitt 10.1.3. Detta påverkar andelarna av de referensvatten som används för att bedöma den kemiska utvecklingen.

Modelleringen av grundvattenflödet beskrivs i avsnitt 10.3.6. En av de processer som modelleras är transporten av fraktioner av valda referensvatten (omvandlat meteoriskt, marint och glacialt vatten och brine (saltlake) samt ett äldre meteoriskt vatten). Genom det här angreppssättet kan andelarna av dessa vattentyper bestämmas för vilken tidpunkt som helst för de olika delarna av den undersökta bergvolymen, vilket visas i figur 10-37. Drivkrafterna för grundvattenflödet under denna tempererade period är den topografiska gradienten och densitetsskillnaderna jämfört med överliggande ytvatten.

Det vatten av meteoriskt ursprung som tas med i det modellerade systemet är väsentligen regn. Till följd av sin kemiska reaktivitet reagerar emellertid detta vatten snabbt i de överliggande jordlagren, om sådana finns, och med berggrundsmaterialerna i de första få metrarna (kanske några tiotals meter) av sin transportväg. Mikrobiella aktiviteter bidrar väsentligen till dessa processer. Det leder till att meteoriskt vatten snabbt erhåller små mängder av lösta ämnen, vilket exempelvis kan observeras i grundvattenprov som tagits vid både Forsmark och Laxemar i de övre cirka 100 metrarna av berget. Detta återspeglas i den valda sammansättningen för referensvattnet som benämns "omvandlat meteoriskt" i beräkningsberäkningarna.

Vissa komponenter i grundvattnet beter sig "konservativt", dvs de deltar inte i någon större utsträckning i kemiska reaktioner och de påverkas mest genom blandning av grundvatten. Exempel på det är vattenisotoper som deuterium och ¹⁸O, liksom klorid och i viss grad natrium och kalcium. De flesta kemiska komponenter i grundvattnet är dock reaktiva, till exempel tvåvärt och trevärt järn, H⁺ samt bikarbonat. Natrium och kalcium kan delta i jonbytesprocesser och kalcium deltar gärna i utfällning och upplösning av kalcit. Trots detta är salthaltigt vattens buffertförmåga sådan att dessa komponenter beter sig nästan lika konservativt. Sulfat kan reduceras till sulfid under hydrotermiska förhållanden, dvs vid högt tryck och hög temperatur. Vid lägre temperaturer, som är tillämpliga i det här sammanhanget, kan sulfat endast reduceras till sulfid genom mikrobiellt förmedlade reaktioner med organiskt material.

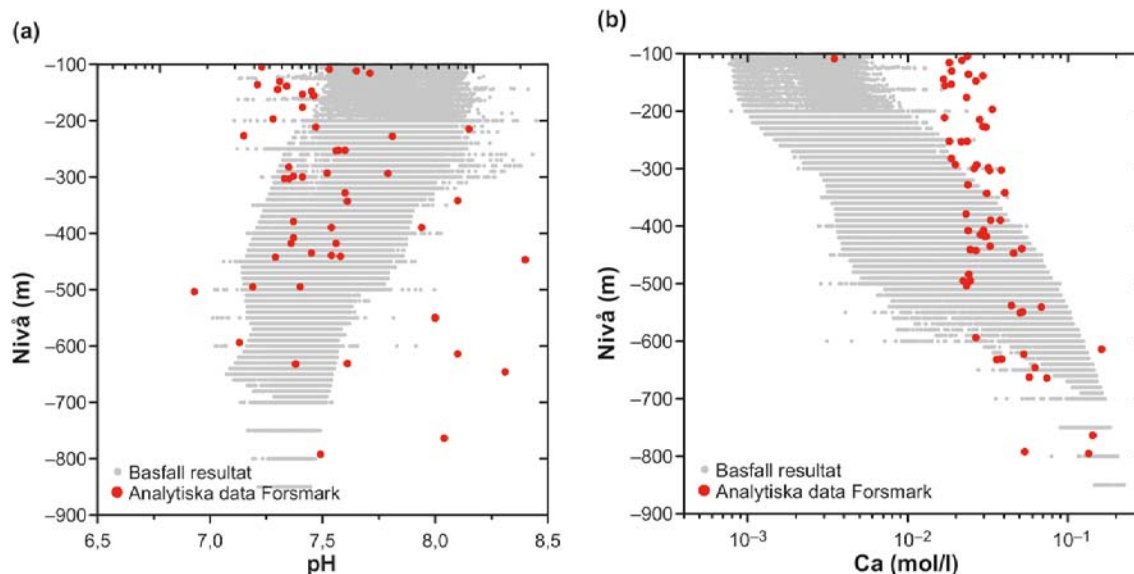
Till följd av ovan nämnda faktorer kan inte utvecklingen av grundvattenkomponenter hanteras genom beräkningar som bara gäller blandning av grundvatten. Den har i stället modellerats genom att använda resultaten från den hydrogeologiska modellen som indata till fullständigt kopplade beräkningar av kemisk blandning och kemiska reaktioner. Dataprogrammet PHREEQC /Parkhurst och Appelo 1999/ användes för detta ändamål. Resultatet av modelleringen redovisas i avsnitt 6.1 i **Datarapporten** och i /Salas et al. 2010/. Mineralen kalcit, kvarts, hydroxyapatit och antingen Fe(III) oxyhydroxid eller en amorf Fe(II)sulfid har nått jämvikt med blandningarna vid alla punkter i tid och rum. Den typ av resultat som kan erhållas med det här förfarandet illustreras i figur 10-38, som visar



Figur 10-37. Fördelning av TDS (total mängd lösta fasta ämnen, mg/l, till vänster) och fraktionen av omvandlat meteoriskt vatten (till höger) för Forsmark i vertikala snitt och i ett förstorat horisontellt snitt som visar förvarsområdet vid tidpunkter som motsvarar (uppifrån och ner) 2000 e Kr, 5000 e Kr och 9000 e Kr. Från /Salas et al. 2010/. Figuren visar det gradvisa inflödet av omvandlat meteoriskt vatten (vilket definieras i texten) och motsvarande minskning i TDS.

en jämförelse mellan det beräknade pH-värdet och Ca-koncentrationen som en funktion av djupet och de data som erhållits i platsundersökningsprogrammet.

Flera approximationer har använts vid denna modelleringsstrategi. De mineraler som står i jämvikt med grundvattenblandningarna är rimliga val i den mening att de medför relativt snabba interaktioner mellan vatten och berg (exempelvis kalcit) eller kännetecknar de kiseldioxidnivåer som observeras i grundvatten (exempelvis kvarts). De utgör dock ett begränsat urval av de mineral som sannolikt förekommer. Även om det skulle vara möjligt att ange andra fasta faser, skulle det ändå inte vara möjligt att motivera valet av dessa. De mineraler som valts ger en effektiv representation av de kemiska effekter som observerats i de reaktiva komponenter som diskuteras här. Den övre delen av den simulerade domänen – med ett djup på mindre än cirka 100 m – påverkas mer av grundvattenflöde, blandning och infiltrerande vatten som är mer kemiskt aggressiva och antagandet om kemisk jämvikt med de valda mineralerna är möjligtvis mindre välmotiverat än vid större djup.



Figur 10-38. Jämförelse mellan pH-värdet och kalciumkoncentrationen i grundvattenprover från borrhål i Forsmark (röda punkter) med värden som beräknats genom att andelarna av referensvatten från hydrogeologiska modeller använts som indata för kemisk blandning och kemiska reaktioner, bland annat upplösning och utfällning av kalcit (gråa punkter). Grundvattendata i kategori 3 eller bättre /Laaksoharju et al. 2008/ har använts i diagrammet. De beräknade värdena motsvarar det vertikala snitt som visas i figur 10-37.

Som figur 10-38 visar leder kombinationen av den hydrogeologiska modellens resultat och det geokemiska antagandet om jämvikt till djuptrender som inte överensstämmer helt med de observerade koncentrationerna. Den bristande överensstämmelsen mellan kalciumkoncentrationerna tyder antingen på brister i blandningsandelarna från den hydrogeologiska modellen eller så visar den att några av de processer som inte har tagits med i den aktuella modellen (exempelvis jonbyte) har en betydande påverkan på koncentrationerna av de enskilda kemiska komponenterna i grundvattnet.

En av begränsningarna i den geokemiska modelleringsstrategi som följts inom SR-Site är att sammansättningen hos det marina referensvattnet bör variera med tiden, i likhet med vatten som ändrats från en sammansättning lik den i Littorinahavet vid omkring 4000 f Kr till den i nuvarande Östersjön och som kommer att spädas ut ytterligare i framtiden. Detta har beaktats på lämpligt sätt i den hydrogeologiska modellen, men för den geokemiska modelleringen har Littorinahavets salthalt antagits vara som i det referensvatten som används i blandningsberäkningarna. Detta antagande motiveras av det faktum att mindre salthaltiga havsvatten inte tränger undan komponenten från Littorinahavet, som har högre densitet, medan meteoriska vatten tränger undan det tätare havsvattnet till följd av topografiska effekter.

Alla osäkerheter har inte förts vidare från den hydrogeologiska modelleringen till de geokemiska beräkningarna. Dessutom har den naturliga variabiliteten och andra osäkerheter i sammansättningarna av de referensvatten som används för blandning (omvandlat meteoriskt, marint, glacialt vatten samt brine) inte förts vidare till beräkningar av mineralreaktioner. Det är därför sannolikt att den verkliga variabiliteten i grundvattnens kemiska sammansättning vid varje given tidpunkt är något större än den som ses i de modellresultat som presenteras här.

Utveckling av salthalten

Som nämnts i föregående avsnitt 10.2.3 och 10.2.5, kan salthaltsfördelningen påverkas inledningsvis under förvarsdriften genom störningar av de hydrauliska förhållandena, även om denna störning är liten i fallet Forsmark till följd av den låga hydrauliska konduktiviteten. Efter förvarets förslutning kommer de återfyllda tunnlarna att bli vattenmättade. Den modellering som redovisats i korthet i avsnitt 10.3.6 tyder på att det kommer att ta flera hundra år för förvaret att nå fullständig mättnad, med en relativt kort period med snabbt initialt inflöde följt av ett asymptotiskt förlopp under vilket inflödet gradvis minskar. Det öppna förvarets effekter på grundvattnens salthalter i Forsmark, som kommer att vara obetydliga, förväntas försvinna under återmättnadsperioden.

Som förklarades i inledningen till detta underavsnitt kommer grundvatten att påverkas genom ökande mängder vatten av meteoriskt ursprung under den återstående delen av den inledande tempererade perioden efter förvarets förslutning, se figur 10-37. I regional skala motsvarar detta en gradvis minskning av grundvattnets salthalt, särskilt i den övre delen av den modellerade bergvolymen. Salthaltfördelningen för denna tidsperiod har beräknats med modellen ConnectFlow som beskrivs i avsnitt 10.3.6. Figur 10-39 visar den beräknade salthaltsfördelningen vid Forsmark på (470±20) m djup vid fyra tidpunkter. Mot slutet av den modellerade perioden har 25 procent av grundvattnet i förvarsvolymen mindre än 3 g/l av lösta salter vid förvarsdjupet, medan alla grundvatten har salthalter över 6 g/l då simuleringen startar, dvs vid förvarets förslutning.

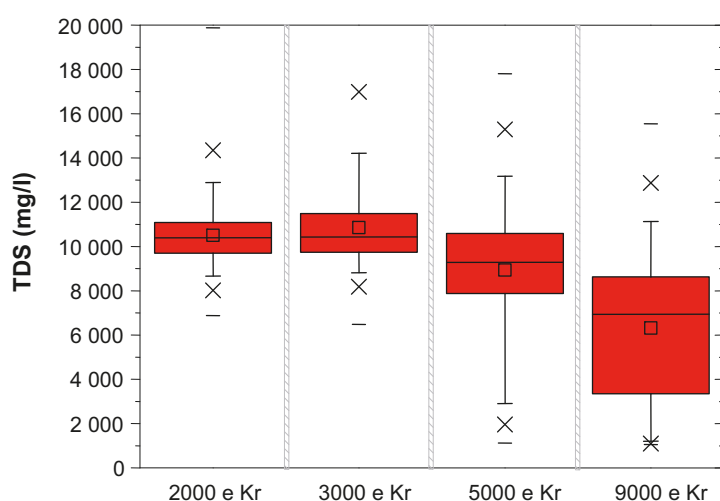
Slutsatsen är att salthalterna under den inledande tempererade perioden efter förvarets förslutning kommer att förbli begränsade vid Forsmark, vilket säkerställer att buffertens och återfyllnadens svällegenskaper inte påverkas negativt, jämför säkerhetsfunktionsindikatorn R1b.

Koncentrationsutveckling för andra naturliga grundvattenkomponenter

De ökande andelarna grundvatten av meteoriskt ursprung kommer att minska det totala saltinnehållet i grundvattnet enligt diskussionen i föregående underavsnitt. Effekterna på de enskilda kemiska beståndsdelarna kommer dock att bero på deras reaktivitet. Utvecklingen för grundvattnets olika kemiska egenskaper har uppskattats genom att koppla resultaten från de hydrologiska beräkningarna med en modell för blandning och kemiska reaktioner, som beskrivs ovan i det här avsnittets inledning. Det slutliga syftet har varit att kontrollera om den kemiska miljön omkring förvaret uppfyller kriterierna för säkerhetsfunktionsindikatorerna R1a till R1e under hela tiden som den utvecklas. I det här underavsnittet behandlas resultaten för katjoner (säkerhetsfunktionsindikatorn R1c), kalium, sulfid och järn (R1d) samt alkalitet och pH (R1e). Resultaten för salthalten (R1b) behandlades i det tidigare underavsnittet, medan resultaten för redoxförhållanden presenteras nedan i följande underavsnitt.

Katjoner

Koncentrationen av katjoner (säkerhetsfunktionsindikatorn R1c) är viktig på så sätt att deras förekomst minskar kolloidernas stabilitet (se diskussionen om kolloider senare i detta avsnitt). I alltför utspätt grundvatten skulle kolloider kunna öka transporten av radionuklider. När bufferten sväller in i sprickor kan dessutom montmorillonitkolloider frigöras och transporteras bort av utspätt grundvatten. Kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1c uttrycks i laddningsekvivalenter i form av $\sum q[M^{q+}] > 4 \text{ mM}$, eftersom tillgängliga försöksdata tyder på att montmorillonitkolloider inte är stabila vid katjonkoncentrationer över denna gräns /Birgersson et al. 2009/.



Figur 10-39. "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av beräknad TDS (total mängd lösta fasta ämnen) vid förvarsdjupet i Forsmark. De statistiska måtten är medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärde (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximi- och minimivärden. Figuren visar effekten på förvarsdjup av det gradvisa inflödet av meteoriskt vatten.

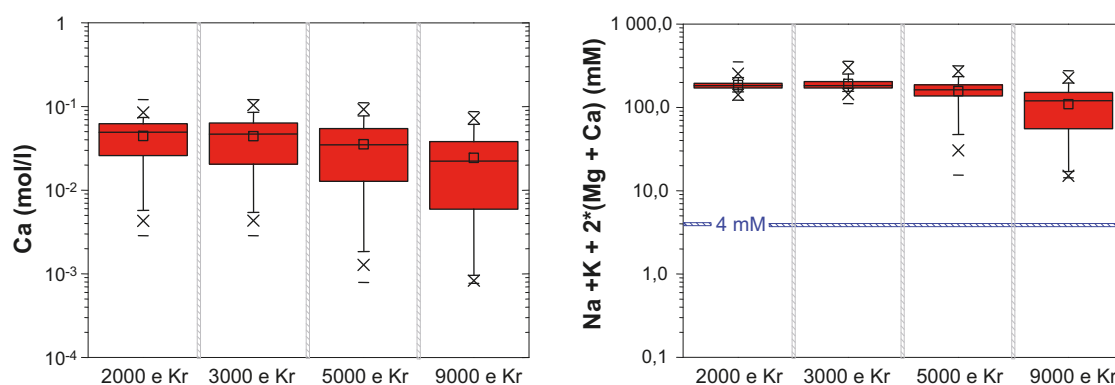
De katjoner som bidrar med de högsta laddningskoncentrationerna i grundvattnet vid Forsmark är kalcium och natrium och – i mycket mindre utsträckning – magnesium och kalium. Eftersom kalciumkoncentrationen viktas dubbelt jämfört med natrium i säkerhetsfunktionsindikatorn $\sum q[M^{q+}]$ är kalcium det viktigaste grundämnet i det här sammanhanget. Grundvattenprover från Forsmark, Laxemar och Simpevarp uppvisar en god korrelation mellan $\sum q[M^{q+}]$ och totalmängden lösta fasta ämnen (TDS). Kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn, $\sum q[M^{q+}] > 4 \text{ mM}$, motsvarar ett TDS-värde på $> 0,27 \text{ g/l}$, dvs en salthalt på $> 0,027$ procent för dessa vatten.

Kalcium deltar i interaktioner mellan vatten och berg i form av karbonater och kan frigöras från vittrande fältspat. Den andra viktiga tvåvärda katjonen är magnesium, som normalt regleras i granitiska grundvatten genom utfällning och upplösning av klorit, ett mineral som har ett brett sammansättningsintervall. I allmänhet är koncentrationerna av magnesium i grundvatten mycket lägre än de för kalcium, och på grund av den låga lösligheten av kloriter och osäkerheten i detta minerals sammansättning är modelleringen av Mg-koncentrationer mycket mer osäker än motsvarande för Ca.

De kalciumkoncentrationer som för närvarande observeras i Forsmark ökar snabbt med djupet i de översta cirka 100 metrarna av berggrunden, se figur 10-38. Det meteoriska referensvatten för Forsmark som valts ut för beräkningarna av blandning och kemiska reaktioner motsvarar grundvattenprover som tagits på 50 till 150 m djup och som har den sammansättning som förväntas för ett regnvatten som har färdats en kort sträcka i granitprickorna i Forsmark.

Resultaten från kopplingen av de hydrogeologiska modellresultaten med beräkningarna av blandning och kemiska reaktioner, inklusive jämvikt med kalcit, visas i figur 10-40. Figuren illustrerar den gradvisa utspädningen av grundvattnet vid förvarsdjupet till följd av inflödet av ytvatten av meteoriskt ursprung. Det bör noteras att de Ca-koncentrationer som för närvarande återfinns i dagens grundvatten i de övre 200 metrarna varierar mellan 0,2 och 30 mM, enligt de data som visas i figur 10-38. Denna dataspridning ingår inte i det meteoriska referensvatten som användes i blandningsberäkningarna och därför är den variabilitet som visas i figur 10-40 sannolikt underskattad.

Från dessa modelleringsresultat kan slutsatsen dras att katjonladdningskoncentrationerna på förvarsdjup i Forsmark för hela den tempererade perioden efter förvarets förslutning i allmänhet kommer att förbli högre än 4 mM, dvs över den gräns där montmorillonitkolloider börjar bli instabila. Denna analys, som är baserad på de hydrogeologiska simuleringar som beskrivs i avsnitt 10.3.6, tar emellertid inte hänsyn till inverkan från de mest extrema transportvägarna från ytan till förvaret och ytterligare beräkningar utfördes för att undersöka denna fråga, se avsnitt 10.3.6, underavsnitt "Nedträngning av utspätt vatten". Som framgår av de resultat som visas i figur 10-32, kan det i själva verket förekomma utspädda förhållanden i nästan en procent av deponeringshålen under de första tiotusen åren.

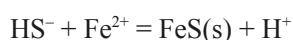


Figur 10-40. "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av de beräknade Ca-koncentrationerna och säkerhetsfunktionsindikatorn $\sum q[M^{q+}]$ för positionerna som ligger inom den tilltänkta förvarsvolymen i Forsmark. De statistiska måtten är medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximi- och minimivärden.

Kalium, sulfid, järn, H₂, CH₄ och löst organiskt kol

Kaliumkoncentrationerna är i allmänhet låga i grundvattenprover som tagits i Forsmark, vilket även observerats på andra platser i den fennoskandiska granitberggrunden. Lösighetsreglering där sericit är den löslighetsbegränsande fasen har föreslagits som en mekanism som styr de högsta koncentrationerna av kalium /Nordstrom et al. 1989/, men jonbytesprocesser kan inte uteslutas. Även om den exakta mekanismen inte är känd tyder alla tillgängliga grundvattendata på att den ökade infiltrationen av vatten av meteoriskt ursprung inte kommer att öka dagens kaliumkoncentrationer. Den reaktionsmodellering som utfördes inom SR-Site är inte väl lämpad att begränsa kaliumkoncentrationer eftersom det, som tidigare nämnts, inte finns tillgång till tillräckligt med information om möjliga reaktioner som skulle kunna reglera detta grundämne. Enligt blandningsberäkningarna ligger maxvärdena för [K⁺] under 4 mM vid varje given tidpunkt för Forsmark.

Sulfidinnehållet i grundvatten regleras genom ett jämviktstillstånd mellan mikrobiell sulfatreduktion och de processer som avlägsnar sulfid: oxidation och utfällning med metaller. Under oxiderande förhållanden, till exempel i ytvatten, oxideras sulfid snabbt till sulfat. Under reducerande förhållanden förekommer vanligen löst Fe(II) och de maximala sulfidkoncentrationerna regleras genom utfällning av Fe(II)-sulfiden enligt



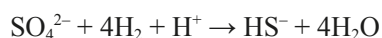
med $\log_{10}K = \log_{10} ([\text{H}^+] / ([\text{Fe}^{2+}][\text{HS}^-])) \approx 3$. Vid ett pH mellan 7 och 8 erhålls $\log_{10}([\text{Fe}^{2+}][\text{HS}^-]) \approx -10$ till -11 . I de flesta grundvatten är $\log_{10}[\text{Fe}^{2+}] \geq -6$, vilket placerar det maximala $\log_{10}[\text{HS}^-]$ i intervallet -4 till -5 .

Sulfidkoncentrationer analyserades under platsundersökningen och under den efterföljande monitoreringen av grundvatten. Dessa data ligger ofta under analysförfarandets detektionsgräns, men i några borrhålssektioner har sulfatreduktion ägt rum under monitoringsperioden och relativt höga sulfidkoncentrationer har observerats. Efter undersökning av denna process är slutsatsen att rester av organiskt material och biofilm som ackumulerats i den fasta utrustning som används vid monitoreringen kan leda till mikrobiell sulfatreduktion. Det är fortfarande inte känt om detta enbart förekommer i några av de monitorerade sektionerna. När grundvatten börjar pumpas upp i samband med provtagning under monitoreringen måste tillräckligt stora grundvattenvolymer tillåtas spola igenom borrhålssektionen, slangen och ståndröret för att få ett representativt prov av grundvattnet i sprickan. Detta går inte att kontrollera om inte en tidsserie analyseras. Under monitoreringen var det sällsynt med provtagning av en tidsserie och på grund av det är många av grundvattenanalyserna som gjordes i samband med monitoreringen av tveksam kvalitet.

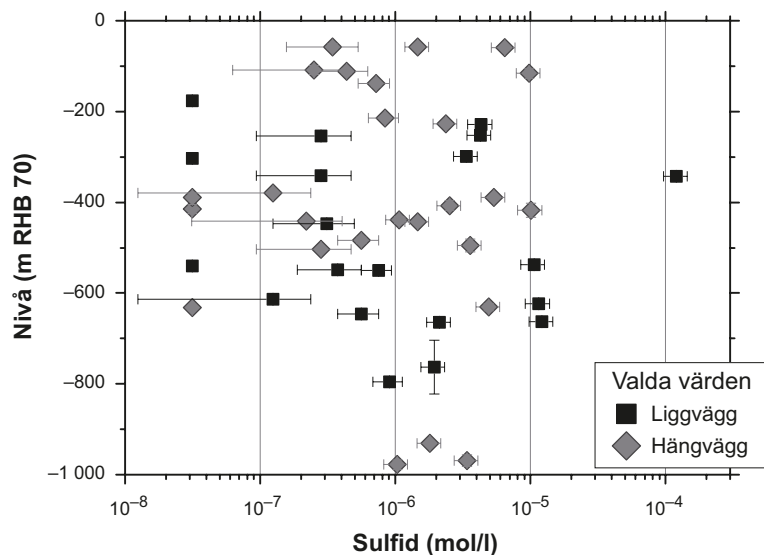
För att ta itu med detta problem har alla sulfiddata granskats noggrant /Tullborg et al. 2010/ och för att undvika viktade resultat till följd av att många prov tagits i vissa borrhålssektioner och enbart ett fåtal på andra ställen, har en samling prover som representerar sulfidkoncentrationerna vid olika provtagningspunkter valts ut, jämför figur 10-41. Det högsta sulfidvärdet för Forsmark är $1,2 \cdot 10^{-4}$ M från borrhål KFM01D på 343 meters djup. Detta värde utgör dock ett undantag och för praktiskt taget alla grundvatten ligger sulfidkoncentrationen under $1,3 \cdot 10^{-5}$ M. Ingen korrelation mellan hydrogeologisk information om de sprickor som provtagits och sulfiddata kunde finnas.

Eftersom sulfid i grundvatten i huvudsak alstras genom bakteriell sulfatreduktion, är det väsentligt att ha tillgång till data om reduktanterna (elektrondonatorerna) för att kunna utvärdera potentialen för sulfidproduktion under långa tidsperioder. Löst vätgas (H₂), metan (CH₄) och organiskt kol (DOC) är potentiella reduktionsmedel som kan användas i många mikrobiella processer, inklusive sulfatreduktion. Det bör noteras att de sulfidkoncentrationer som för närvarande finns i Forsmarks grundvatten, se figur 10-41, redan återspeglar jämviktstillståndet mellan den mikrobiella sulfidproduktion som nås med nuvarande nivåer av H₂, CH₄ och DOC samt efterföljande bildning av sulfidmineraler.

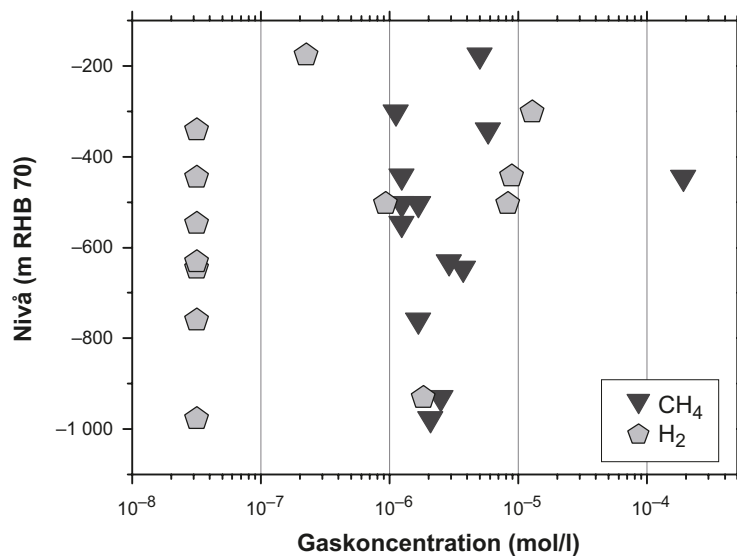
De övergripande reaktionerna med metan eller vätgas är:



Figur 10-42 visar att det högsta möjliga bidraget till sulfatreduktion från H₂ är måttligt, med tanke på de koncentrationer av denna gas som återfinns i grundvattnet. Om all vätgas förbrukades kvantitativt av mikrober vid sulfatreduktion, skulle sulfidkoncentrationen som högst öka till $10^{-5,6}$ M. Metan kan användas av bakterieansamlingar för att uppnå sulfatreduktion. Figur 10-42 visar att metankoncentrationer



Figur 10-41. Utvald uppsättning sulfidkoncentrationer i nutida grundvatten i Forsmarkområdet på större djup än 50 m /Tullborg et al. 2010/. I allmänhet har endast ett värde valts ut för varje given borrhålssektion i de fall flera analyser har redovisats. Värden under analysens detektionsgräns, som ligger mellan $9 \cdot 10^{-7}$ och $6 \cdot 10^{-8}$ M, visas i diagrammet vid $3 \cdot 10^{-8}$ M. Liggväggsdata avser provtagningspunkter på djup större än 100 m och under sprickzonerna A2 och F1, medan återstående data består av hängväggsdata.



Figur 10-42. Metan- och vätgaskoncentrationer i nutida grundvatten i Forsmarksområdet. Prover med vätgaskoncentrationer som understiger detektionsgränsen har ritats in vid $10^{-7.5}$ M.

som regel ligger under 10^{-5} M. Det mycket avvikande värdet i figur 10-42 motsvarar borrhål KFM01D på 445 meters djup. Enligt beskrivningen i avsnitt 10.2.5 innebär korrosionen av kvarlämnat järnmaterial i deponeringstunnlar en potentiell vätgaskälla. Korrosionen av järnmaterial förväntas dock inte ge något betydande bidrag till grundvattnets innehåll av löst sulfid omkring förvaret, i den händelse bakteriell sulfatreduktion sker på grund av den samtidiga produktionen av tvåvärt järn.

Bidraget till mikrobiell sulfatreduktion från metan och vätgas och därmed till de observerade sulfidkoncentrationerna bedöms vara ringa eftersom de uppskattade flödena av dessa gasformiga föreningar är $< 3 \cdot 10^{-10}$ mol/(m² år) /Delos et al. 2010/.

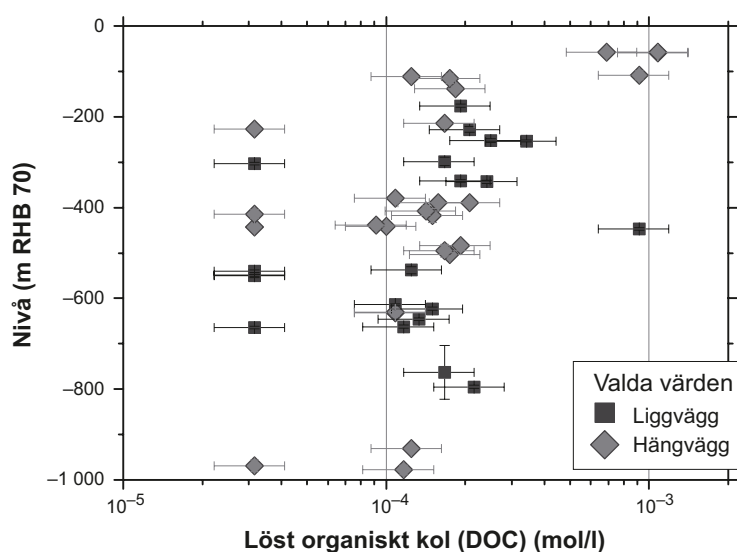
Löst organiskt kol (DOC) i grundvatten kan, åtminstone i princip, delta i mikrobiella processer. En stor del av detta kol är inte särskilt reaktivt om det förekommer i form av stora molekyler som humater och fulvater, vilka har komplicerade kemiska strukturer. Den teoretiska potentialen för

sulfatreduktion, med avseende på mängden löst kol, är mycket stor, vilket visas i figur 10-43. Vid bakteriell sulfatreduktion används dock företrädesvis små organiska molekyler, som acetat eller laktat, vilka bara utgör en andel av det analyserade lösta organiska kolet. Med tanke på de relativt höga sulfatkoncentrationerna som förekommer i åtminstone de övre cirka 500 metrarna så skulle organiskt kol förbrukas snabbt om det förekom någon DOC-andel som skulle kunna användas vid bakteriell sulfatreduktion. Därmed skulle slutsatsen också kunna dras att de observerade DOC-koncentrationerna huvudsakligen utgörs av organiskt material som inte är lättåtkomligt för sulfatreducerande bakterier eller för fermenterande bakterier som producerar de små organiska syror som de sulfatreducerande bakterierna behöver. Därför har inte de sulfidkoncentrationsfördelningar som användes vid modelleringen av kopparkorrosion, se avsnitt 10.3.12 och 10.4.8, utökats för att ta hänsyn till löst organiskt kol. Den exakta DOC-andel som kommer att vara åtkomlig för sulfatreducerande bakterier under mycket långa tidsperioder kan inte fastställas. Som tidigare nämnts återspeglar de sulfidkoncentrationer som för närvarande finns i Forsmarks grundvatten, se figur 10-41, redan det jämviktstillstånd mellan mikrobiell sulfidproduktion som nås med nuvarande nivåer av H_2 , CH_4 samt DOC och efterföljande bildning av sulfidmineraller.

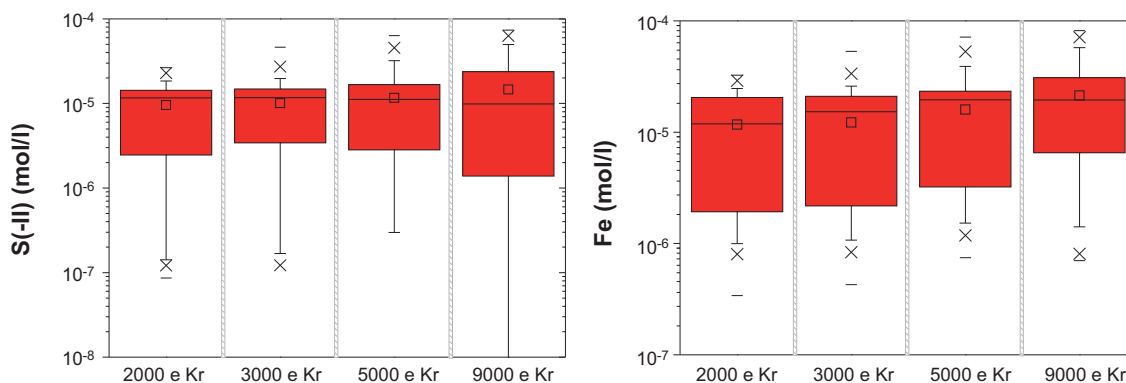
Vid den reaktionsmodellering som utfördes inom SR-Site antogs de referensvatten som användes i blandningsberäkningarna inte innehålla någon sulfid, bortsett från komponenterna av "marint" ursprung och de från "djupliggande salthaltigt vatten". Det marina vatten som infiltrerar berget kan vara relativt rikt på organiskt material och observationer i Äspölaboratoriet har visat att viss sulfatreduktion sker i dessa grundvatten. Därför antas den "marina" komponenten vara i jämvikt med fast Fe(II)-sulfid.

Resultaten från beräkningarna där den marina komponenten blandas med andra referensvatten visas i figur 10-44. Figuren illustrerar minskningen i sulfidvärde allt eftersom inflytandet från meteoriska vatten ökar med tiden. Vid beräkningarna har jämvikt förutsatts med Fe(III)-oxyhydroxid. En jämförelse med figur 10-41 tyder på att blandnings-/reaktionsberäkningarna har mycket begränsad giltighet för sulfid som i stället påverkas av mikrobiell sulfatreduktion.

Från sulfiddata i figur 10-41, från ovan nämnda resultat av hydrogeologisk och geokemisk modellering och från kännedomen om den mikrobiella sulfatreduktionsprocessen samt data som avser denna för CH_4 , H_2 och DOC dras slutsatsen att sulfidkoncentrationerna i grundvattnen kommer att förbli på dagens nivåer i Forsmark under den inledande tempererade perioden efter förvarets förslutning. Sulfidkoncentrationerna i en given spricka förväntas variera i viss utsträckning under den tempererade perioden. Slutsatsen kan emellertid inte dras att de tidsmässiga variationerna kommer att vara tillräckligt stora för att medelvärdet av koncentrationen under hela perioden skulle motsvara medelvärdet av dagens sulfidkoncentrationer från provtagning i Forsmark.



Figur 10-43. Mängden löst organiskt kol i grundvatten som analyserats i Forsmark efter provtagning på större djup än 50 m. Värden under detektionsgränsen har ritats in vid 10–4,5 M. Liggväggsdata avser provtagningspunkter under 100 m djup och under sprickzonerna A2 och F1, medan återstående data består av hängväggsdata.



Figur 10-44. "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av de beräknade total-koncentrationerna av sulfid och järn för positionerna belägna inom den tilltänkta förvarsvolymen i Forsmark. De statistiska måtten är medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) och högsta och lägsta värden.

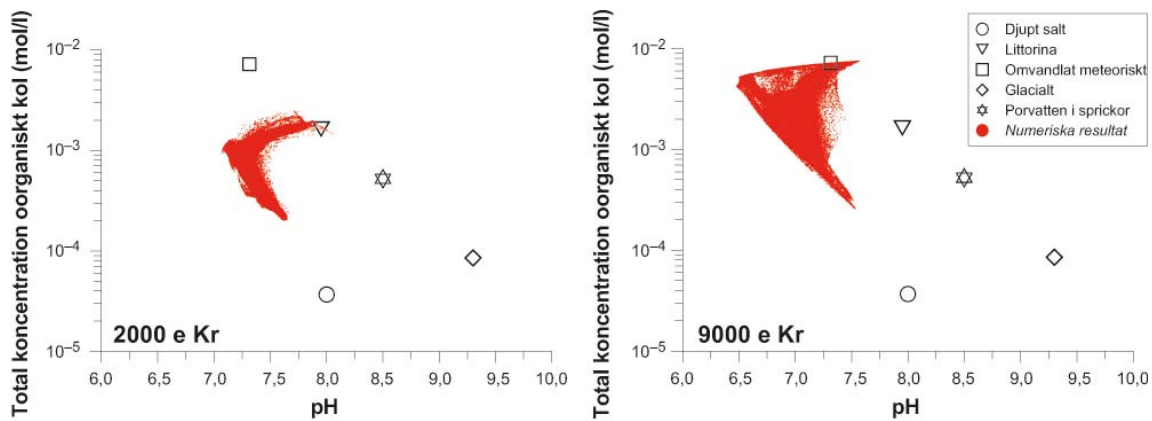
Den slutsats som dras här angående sulfidkoncentrationer i grundvatten förs i senare avsnitt i detta kapitel vidare till andra tidsperioder i referensutvecklingen, dvs den periglaciala och den glaciala perioden. Även om mikrobiell sulfidproduktion skulle kunna öka under de förväntat korta perioder när förvarsområdet i Forsmark står under havsvatten, särskilt på grundare djup än cirka 300 m där det för närvarande finns belägg för tidigare infiltration av havsvatten, återspeglar dagens sulfidkoncentrationer redan den ökade sulfidproduktionen under Littorinastadiet som inträffade för inte så länge sedan. Å andra sidan skulle sulfidnivåerna, under de förväntat långa perioderna när förvarsområdet är istäckt, minska på grund av de låga nivåerna av sulfat, H_2 , CH_4 och DOC i det glaciala smältvattnet. Att välja nuvarande sulfidkoncentrationer för de glaciala perioderna bedöms därför som ett pessimistiskt angreppssätt.

Koncentrationen av Fe(II) regleras av en komplicerad uppsättning reaktioner som omfattar den långsamma upplösningen av Fe(II)-silikater, som klorit och biotit, utfällningen av Fe(II)-sulfider och redoxreaktioner. Koncentrationerna av Fe(III) är i allmänhet försumbara i granitiska grundvatten, eftersom oxyhydroxider av Fe(III) är mycket olösliga och faller ut snabbt. Resultaten från reaktionsmodelleringen i SR-Site, som redovisas i figur 10-44, visar att de beräknade Fe-koncentrationerna i grundvatten på förvarsnivå förväntas öka med tiden allt eftersom vatten av meteoriskt ursprung, vars [Fe] antas vara cirka 10^{-5} mol/l, dominerar allt mer.

Slutsatsen är att under den inledande tempererade perioden efter förvarets förslutning förväntas kaliumkoncentrationerna ligga kvar på $\leq 0,004$ mol/l, sulfidkoncentrationerna ligga kvar på nuvarande nivåer, dvs $\leq 10^{-5}$ mol/l för de flesta deponeringspositioner med en sannolikhet för att det omgivande grundvattnet kommer att ha så höga sulfidkoncentrationer som $10^{-3,9}$ M för några deponeringshål, vilket visas i figur 10-41, och järnkoncentrationerna förväntas öka gradvis men ligga kvar under 10^{-4} mol/l.

pH och bikarbonat

Surhetsgrad, uttryckt i pH-värde, är en central variabel som styr de flesta kemiska processer. Alltför låga eller alltför höga värden skulle bland annat påverka kapselns korrosion, upplösningen av använt kärnbränsle och löslighetsgränsen för flera radionuklider. Bikarbonat, HCO_3^- , är också en viktig parameter som kan påverka bränsleupplösningen och löslighetsgränser. För pH och bikarbonat domineras blandnings- och reaktionsberäkningarna av utfällningen och upplösningen av kalcit. Resultaten visar att pH-värdena ligger kvar ungefärligen i intervallet 6,5 till 8 och att bikarbonatvärdena ökar med tiden upp till 0,0075 mol/l vid 9000 e Kr, se figur 10-45. Det kan visas att de beräknade partialtrycken för löst koldioxid ökar med tiden, eftersom det i modelleringen antas att de infiltrerande meteoriska vattnen har ett högre CO_2 -innehåll än andra vattentyper i systemet. Slutsatsen är att kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1e ($pH < 11$) uppfylls under hela den tempererade perioden efter förvarets förslutning.



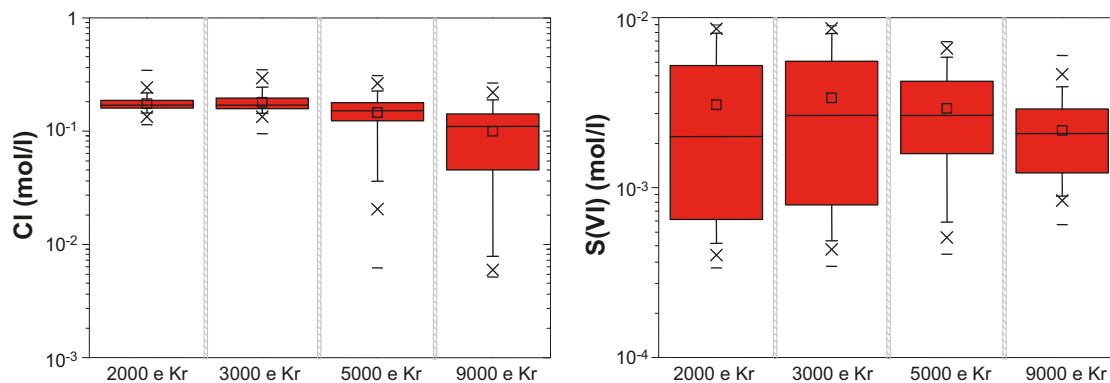
Figur 10-45. Utveckling av de beräknade pH-värdena och totalkoncentrationerna av oorganiskt kol och korrelation mellan dessa för positionerna som ligger inom den tilltänkta försvarsvolymen i Forsmark vid 2000 e Kr (till vänster) och 9000 e Kr (till höger).

Klorid och sulfat

Kloridkoncentrationer under 3 M innebär att kloridbefrämjad korrosion av kapseln kan uteslutas (säkerhetsfunktionsindikatorn R1f). Kloridkoncentrationer är också relevanta vid val av radionuklidens transportegenskaper (sorptionskoefficienter). Sulfat är viktigt för att bestämma löslighetsgränserna för radium, även om det inte är en säkerhetsfunktionsindikator. Båda dessa komponenter betar sig nästan konservativt, dvs de deltar bara i mycket liten utsträckning i kemiska reaktioner och de har modellerats genom blandningsberäkningar i SR-Site. Figur 10-46 visar att grundvattenkoncentrationerna av klorid och sulfat på förvaringsnivå tenderar att minska med tiden allt eftersom inflytande från vatten av meteoriskt ursprung ökar. Närmare uppgifter om dessa resultat finns i /Salas et al. 2010/.

Kolloider

Kolloider kan sorbera vissa radionuklider på ett irreversibelt sätt och vid rätt förhållanden transporteras kolloider med grundvattenflödet. På grund av detta kan kolloider påverka transporten av radionuklider som annars skulle hållas kvar helt i berget. Kolloider stabiliseras delvis genom elektriska repulsioner mellan deras ytladdningar. Några av dessa laddningar uppstår från dissociationen av syra-basgrupper och är därför pH-beroende. Förekomsten av katjoner i vattnet motverkar dessa laddningseffekter. Resultaten från modelleringsberäkningar visar att kolloider inte kommer att vara särskilt stabila under denna tempererade period, eftersom pH-värden, salthalter och katjonkoncentrationer kommer att vara tillräckligt höga för att destabilisera dem. Slutsatsen är att kolloidkoncentrationerna förväntas ligga kvar på de nivåer som uppmätts under platsundersökningarna, dvs mindre än 200 µg/l /Hallbeck och Pedersen 2008/.



Figur 10-46. "Box and whisker"-diagram som visar fördelningen av totalkoncentrationer av klorid (till vänster) och totalkoncentrationer av sulfat (till höger) i Forsmark på 400 m djup som funktion av tiden. De statistiska måtten är medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximi- och minimivärden.

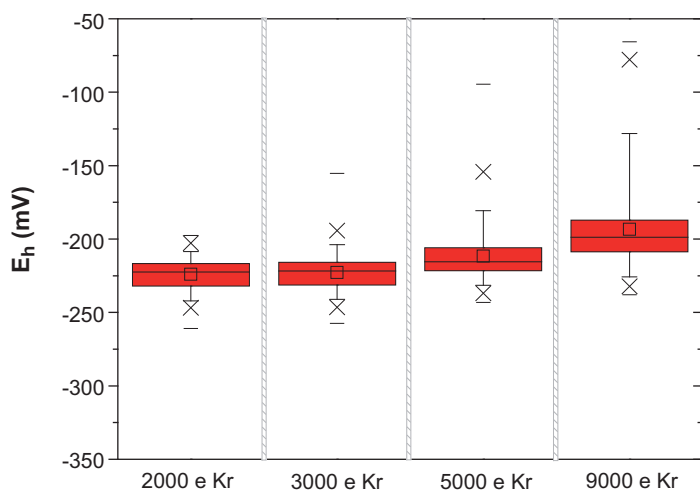
Utveckling av redoxförhållanden

Redoxförhållanden uttrycks ofta i form av värdet på redoxpotentialen E_h och detta värde används dels vid val av radionuklidens transportegenskaper (sorptionkoefficienter), dels vid beräkning av många radionuklidens löslighetsgräns. Resultat från Äspölaboratoriet och andra svenska platser tyder på att anoxiska förhållanden råder i berget även på ett ringa avstånd från tunnelväggarna eller från markytan. Luft kommer att inneslutas i bufferten och återfyllningen, men det förväntas att anoxiska förhållanden upprättas efter det att tunnarna återmättats, se avsnitt 10.2.5. Även om bufferten eller återfyllningen inte mätts helt under denna period, se även diskussionen i avsnitt 10.3.8, kommer syreförbrukningsprocesser att ske i de delvis mättade materialen, vilket visas med data från Febex- och Prototypförsöket /Jockwer och Wieczorek 2003, Eriksson 2007/.

Den hydrogeologiska modellering som beskrivs i avsnitt 10.3.6 visar att andelen vatten av meteoriskt ursprung på förvaringsdjup kommer att öka med tiden, se figur 10-37. Denna utveckling förväntas inte förändra grundvattnets reducerande egenskaper, eftersom infiltrerande meteoriskt vatten utarmas på syre genom mikrobiella processer i jordlagren, om sådana finns, eller efter några tiotals meter längs sprickor i berggrunden. Detta visas med hjälp av data som inhämtats i Rexförsöket /Puigdomenech et al. 2001/ och från grundvattenprover som tagits på 40 till 70 m djup under ”Redox Zone”-försöket i Äspölaboratoriet /Banwart 1999, Banwart et al. 1999/.

Resultaten från den hydrogeologiska modellen har kopplats till blandnings- och reaktionsberäkningarna som redovisats i inledningen till detta avsnitt. Beräkningarna omfattade jämvikt med antingen en Fe(III)oxyhydroxid eller Fe(II)sulfid. Resultaten är svagt beroende av den fasta fas som väljs ut. Däremot finns det inga geokemiska belägg som kan användas för att postulera vilka mineral som reglerar de uppmätta redoxpotentialerna i grundvatten och därför ges de beräknade redoxpotentialerna enligt båda alternativen samma vikt i SR-Site. Beräkningarna för Forsmark som inbegriper jämvikt med antingen en Fe(III)oxyhydroxid eller Fe(II)sulfid presenteras i figur 10-47. Figuren visar att redoxpotentialerna ökar något med tiden, men ligger kvar under -50 mV med god marginal i slutet av simuleringsperioden.

Därför är slutsatsen den att de anoxiska grundvattenförhållanden som nu råder på förvaringsdjup kommer att fortsätta under hela den tempererade perioden efter förslutningen av förvaret, trots att andelen meteoriskt vatten ökar med tiden. Den kemiska miljön omkring förvaret kommer således att uppfylla kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1a.



Figur 10-47. ”Box and whisker”-diagram som visar den statistiska fördelningen av det beräknade E_h -värdet (redoxpotentialen) där hänsyn tas till resultat som antingen innebär jämvikt med Fe(III)-oxyhydroxid eller amorf FeS. De statistiska måtten har erhållits för positioner som ligger inom den tilltänkta förvaringsvolymen vid Forsmark och de är medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximivärden.

Effekter av injekteringsmedel, sprutbetong och betong på pH

Förekomsten av cementmaterial i förvaret diskuteras i avsnitt 10.2.5. Cementrecept med porvatten som har pH-värden omkring eller under 11 kommer att användas i närheten av deponeringstunnlarna för att undvika de skadliga effekter som uppstår när porvatten diffunderar ut ur cementmatrisen. Dessa porvatten ger en mycket mindre effekt än vanlig Portlandcementpasta som innehåller mycket alkaliskt porvatten (pH på cirka 12,5).

När det gäller Forsmark förväntas det att enbart deformationszoner och några enstaka sprickor kommer att kräva injektering för att undvika inflöde av grundvatten i tunnlar under förvarsdrift. Dessa zoner kan dock ha en betydelsefull roll i modellsimuleringar av radionuklidtransport. I deponeringstunnlar förväntas den genomsnittliga mängden injekteringsmedel i bergsprickor vara mindre än 20 kg per meter tunnel enligt tabell 4-3 i **Berglinjerapporten**, medan sprutbetong endast kommer att användas i transporttunnlar och andra utrymmen där det inte förekommer någon deponering. Det bör noteras att injektering kommer att koncentreras till några få platser i varje deponeringstunnel och att injekteringsmedlet därför kommer att vara ojämnt fördelat.

Efter förslutning av förvaret kommer injekteringsmedel och sprutbetong att börja reagera med cirkulerande grundvatten och en svagt alkalisk plym förväntas bildas nedströms om de injekterade sprickorna. En generisk modell används för att åskådliggöra processen. 2D-modellen i storleken 80·40 m består av en spricka med hög transmissivitet som skär en deponeringstunnel som är återfylld med bergkross och MX-80-bentonit i förhållandet 30/70 /Luna et al. 2006/. Dataprogrammet PHAST /Parkhurst et al. 2004/ användes för simuleringarna. Resultaten har visat ett det kan bildas en plym med ett måttligt pH-värde (pH på cirka 9) i injekterade sprickor som skärs av deponeringstunneln och i mindre utsträckning även i återfyllningsmaterialet. Urlakningen av injekteringsmaterial leder till utfällning av CSH-faser (kalciumsilikathydrater) och kalcit (CaCO_3) i sprickan samt en motsvarande minskning av karbonatkoncentrationerna i grundvattnet. Även om de numeriska beräkningarna har begränsats till en period på tusen år förväntas det att processen fortsätter tills allt cement har reagerat. Beroende på den injekterade sprickans geometri och hydrologiska egenskaper kan denna process fortsätta i upp till hundratusen år. Notera att sammansättningen av återfyllningen i denna generiska modell inte är den som ska användas i det planerade förvaret, men de allmänna slutsatserna av dessa beräkningar förblir opåverkade.

En följd av denna process är att transportvägarna för potentiellt frigjorda radionuklider kommer att omfatta grundvatten som har cirkulerat genom en injekteringszon och modifierats så att det har fått ett högre pH-värde (cirka 9) och lägre karbonatkoncentration (till följd av ökade kalciumkoncentrationer och därmed åtföljande kalcitutfällning). Detta kan påverka transportvägarnas retentionsegenskaper, även om kalcitutfällning kommer att minska de påverkade sprickornas transmissivitet.

Ovan nämnda modell tar inte hänsyn till porositetsförändringar i sprickan när CSH-faser och kalcit fälls ut. Erfarenheterna från ett försök i Grimsel /Mäder et al. 2004/ visar att detta skulle kunna ha betydelse för att minska transporten av mycket alkaliska vätskor, även om försöket utfördes med lösningar som simulerade vanligt cement (pH på cirka 12,5). De grundvattenprover som tagits i injekterade sprickor i Onkalo visade höga pH-värden /Ahokas et al. 2006/, men tidsspännet för dessa mätningar är alltför kort för att dra slutsatser som är relevanta för den långsiktiga tidsskala som behandlas här. Det finns följaktligen inte några experimentella indikationer på att modellens resultat är pessimistiska.

Slutsatsen blir därför att injekteringsens effekt på sprickor kommer att innebära en ökning av pH i deformationszonerna till cirka 9 under relativt långa tidsperioder, som sannolikt varar genom hela glaciationscykeln (cirka 120 000 år). pH-värden på cirka 9 uppfyller dock kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1e. Sorptionsdata för radionuklider, se avsnitt 6.7 i **Datarapporten**, har valts för att motsvara pH-intervallet 7 till 9 och är således lämpliga så länge material med ”lågt” pH används för injektering.

Nedbrytning av injekteringsmedel i injekteringshål

Cementbaserat injekteringsmedel måste ha en låg viskositet för att kunna tränga in i små sprickor. Detta kan uppnås med en hög kvot mellan vatten och fast material. Ett injekteringsmedel som framställs på detta sätt kommer också att ha en hög porositet och skulle kunna brytas ned snabbt. Modellerings har visat att nedbrytningen av cementbaserat injekteringsmedel i injekteringsborrhål är

relativt långsam vid de hydrogeokemiska förhållandena som råder i grundvatten i Forsmark /Galindez och Molinero 2010, Grandia et al. 2010a/. Resultat från simulering tyder på att injekteringsmaterial som kommer i kontakt med strömmande grundvatten som mest kan brytas ned med 0,5 cm på tusen år. Utfällning av kalcit i gränssnittet mellan injekteringsmedel och granit skulle kunna minska porositeten och isolera injekteringsmedlet från omgivande grundvatten eller matrisporvatten.

Den naturliga utvecklingen för silica sol, som är tänkt att användas om cementbaserat injekteringsmedel är olämpligt, är däremot långsam omkristallisering till termodynamiskt mer stabila former av kiseldioxid. Både injekterade sprickor och injekteringshål kommer därför att förbli förslutna där silica sol har använts. Slutsatsen är därför att det för modelleringsändamål kan antas att cementbaserade injekteringshål är fyllda med ett material med hög porositet. Injekteringshål har inte tagits med som flödesvägar i flödes- och transportmodelleringen i SR-Site och det förväntas att deras förbindelse med flödesvägar kommer att vara begränsad. Små mängder organiska tillsatser (supermjukgörare) som ingår i cementbaserade injekteringsmedel kommer att frigöras gradvis under nedbrytningen av injekteringsmedel och dessa ämnen kommer att vara åtkomliga för mikrobiella processer. Däremot kommer deras bidrag till koncentrationen av organiskt kol i grundvatten att vara försumbart.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Följande osäkerheter identifieras i samband med att olika kemiska aspekter av förvarets utveckling under den inledande tempererade perioden beaktas.

- Det finns en hög grad av osäkerhet i den detaljerade salthaltsfördelningen omkring förvaret, men i allmänhet kommer salthalten inte att bli så hög eller så låg att den påverkar förvarets funktion under denna period eller när dess framtida utveckling beaktas. En bråkdel procent av deponeringshålen kan emellertid utsättas för utspädda förhållanden under de första tiotusen åren, dvs säkerhetsfunktionen R1c sätts ur spel. De beräknade salthaltsfördelningarna, pH och andra grundvattenkomponenter som erhållits från modelleringen används vid analysen av bentonit-utvecklingen, se avsnitt 10.3.10 och 10.3.11, och vid beräkningarna av radionuklidtransporten (värden på löslighet och sorption), som beskrivs i kapitel 13.
- Det finns en hög grad av osäkerhet i den detaljerade fördelningen av löst sulfid i grundvattnet omkring förvaret. Eftersom det inte har hittats något samband mellan sulfid och andra geokemiska eller hydrogeologiska grundvattenparametrar förs den observerade fördelning av koncentrationer som visas i figur 10-41 vidare till analysen av kapselkorrosion i avsnitt 10.3.13.

Osäkerheter avseende andra kemiska aspekter, bland annat redox, har konstaterats vara utan betydelse för förvaringsfunktionen. Framför allt förs inte osäkerheterna i redoxpotentialen vidare till efterföljande analyser. De anoxiska grundvattenförhållanden som nu råder på förvarsdjup kommer att kvarstå under hela den tempererade perioden efter förslutningen av förvaret, trots att andelen meteoriskt vatten ökar med tiden. Den kemiska miljön omkring förvaret kommer således att uppfylla kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1a.

10.3.8 Mättnad av buffert och återfyllning

Allmänt

Säkerhetsfunktionerna för bufferten och återfyllningen förutsätter att ett fullständigt vattenmättat tillstånd råder. Detta borde betyda att bufferten och återfyllningen måste vara mättade för att fungera korrekt. Emellertid är det inte nödvändigt med en fungerande buffert så länge deponeringshålet är omättat, eftersom ingen massöverföring mellan kapseln och grundvattnet i berget kan ske i det omättade stadiet. Vattenmättnadsprocessen har därför i sig själv ingen direkt inverkan på buffertens och återfyllningens säkerhetsfunktioner. Det är ändå viktigt att förstå vattenmättnadsprocessen, eftersom den definierar barriärernas tillstånd under förvarets tidiga utvecklingsskede. Slutligen kan ventilation av deponeringstunnlar under långa tidsperioder (före återfyllning av deponeringshålen och tunnarna) medföra att det omgivande berget torkas ut. Denna luftfyllda porvolym i berget kan potentiellt utgöra en sänka för vattnet som finns i bufferten under installationen. Om en betydande mängd av detta vatten skulle transporteras in i berget, skulle detta eventuellt kunna leda till en betydande ökning av kapselytans högsta temperaturer och därmed påverka säkerhetsfunktionen Buff4.

Initialtillståndet för den installerade bufferten och återfyllningen redovisas i avsnitt 5.5.3 respektive 5.6.3. Både bufferten och återfyllningen installeras som kompakterade bentonitblock tillsammans med bentonitpelletar. Buffertblocken kommer att deponeras i deponeringshålen med ett initialt vatteninnehåll av 17 viktprocent.

Under det tidiga skedet av förvarsutvecklingen kommer de deponerade buffert- och återfyllningsblocken att ta upp vatten från den omgivande berggrunden. Vattnet kommer att utvidga mineralflaken, varvid bufferten och återfyllningen kommer att börja svälla. Svällningen kommer att begränsas av bergväggen och ett svälltryck kommer att uppstå. Processen beror såväl på buffertens egenskaper som på de lokala hydrauliska förhållandena och tunnelåterfyllningens mättnadstillstånd. Mättnaden av återfyllningen beror huvudsakligen på dess materialegenskaper och förhållandena i det omgivande berget. Vid fullständig mättnad kommer buffertens och återfyllningens hydrauliska konduktivitet att vara mycket låg och svälltrycket kommer att vara högt. I detta avsnitt beskrivs den generella modelleringen av processerna och tillämpningen för den specifika platsen diskuteras. Följande utvärderas:

- Återfyllningens mättnad.
- Buffertens mättnad.
- Omfördelning av fukt i fallet med uttorkat berg.
- Tillämpbarheten för de hydrauliska förhållandena på förvarsplatsen vid Forsmark.

För SR-Site har buffertens och återfyllningens mättnad beskrivits av /Åkesson et al. 2010a/. Fokus låg huvudsakligen på utvärderingen av betydelsen av olika parametrar och antaganden i modelleringen av processen. Modelleringen i /Åkesson et al. 2010a/ är generell och inga data från förvarsplatsen vid Forsmark har använts.

Återfyllningens mättnad

I /Åkesson et al. 2010a/ modellerades återfyllningens mättnad för flera olika geometrier och antaganden om data och randvillkor. En sammanfattning av de undersökta variationerna ges i tabell 10-2. Modelleringens primära syfte var att analysera hur lång tid som behövs för att återfyllningen ska bli mättad.

40 olika fall undersöktes i den primära variationen, däribland kombinationer av tunnelsektioner, representationer av återfyllning och inflöde i sprickor (eller tryck i gränssytor). 25 olika fall undersöktes i de sekundära variationerna med hjälp av basfallsmodeller och modifierade egenskaper, däribland en EDZ, avlägsnande av sprickor samt modifierade hydrauliska konduktiviteter och retentionsegenskaper. Tillvägagångssättet med primära variationer var till stor del ett försök att kartlägga effekterna av olika kombinationer av sektionsområden, representationer av återfyllning och inflöden i sprickor (eller tryck i gränssytor) för olika geometrier. De sekundära variationerna utfördes huvudsakligen med endimensionella modeller med förändrade bentonitegenskaper och med stora plana geometrier, med eller utan sprickor, samt med förändrade bergegenskaper.

Tabell 10-2. Sammanfattning av primära och sekundära variationer.

Variation		
Primär	Tunnelsektionsområde	Två olika tunnelsektioner.
	Representation av återfyllning	Två och i vissa fall tre olika representationer.
	Sprickors längd och orientering	Två olika orienteringar: vertikal och horisontell. Två olika längder för den vertikala orienteringen.
Sekundär	Sprickors transmissivitet	Två olika transmissiviteter.
	Bergets hydrauliska konduktivitet	Flera fall med olika hydrauliska konduktiviteter i berget.
	Förekomst av EDZ	Två fall med EDZ.
	Avsaknad av sprickor	Fem fall utan sprickor.
	Vattenretention i berget	Två fall med olika retentionskurvor.
	Hydraulisk konduktivitet i bentonit	Fyra fall med olika hydraulisk konduktivitet.
	Relativ hydraulisk konduktivitet i bentonit	Två fall med olika relativ hydraulisk konduktivitet.
	Termisk utveckling	Ett fall med termisk utveckling.
	Hydromekaniska processer	Ett fall med hydromekaniska processer.
	Retention i bentonit	Två fall med brantare retentionskurva.
Tunnelventilation	Ett fall med 10 år av 70 procent relativ luftfuktighet.	

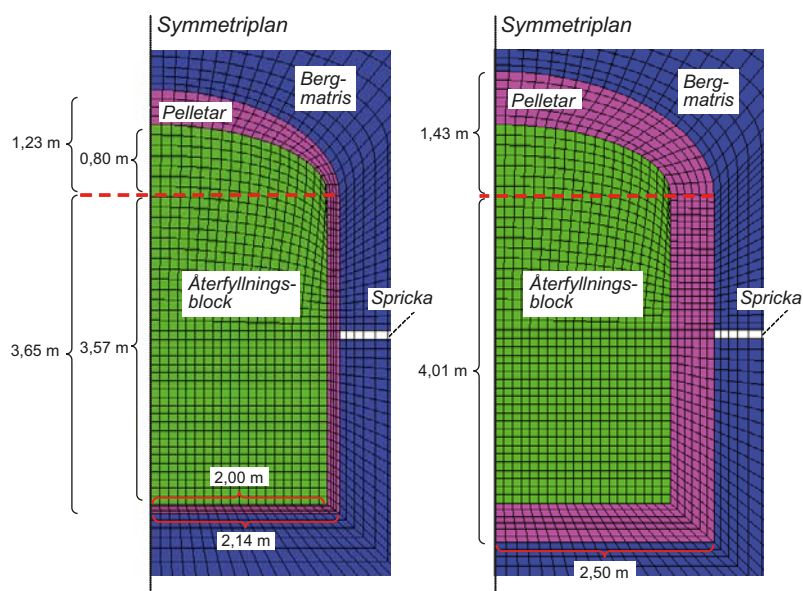
Det huvudsakliga resultatet av varje analys var den tid som krävs för att fullständigt mätta återfyllningen, där den tid som behövs för att den sista noden ska uppnå 99 procents mätnadsgrad har definierats som mätnadstiden. I allmänhet kan antingen återfyllningen eller bergsystemet betraktas som den begränsande faktorn för bevätningshastigheten. Bevätningstider på ungefär 80 till 100 år, som ges av de endimensionella modellerna, anger tiden som det tar för återfyllningen att mättas fullständigt med obegränsad tillgång på vatten. Längre tider än så representerar fall i vilka bergsystemet är begränsande.

Representationerna för de olika tunnelgeometrierna var:

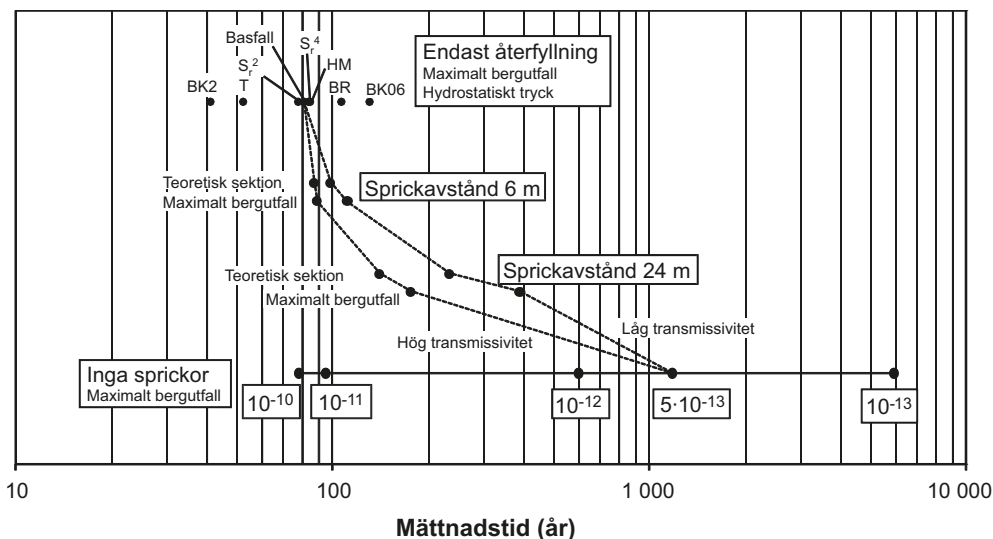
- Endimensionell axisymmetrisk geometri.
- Tvådimensionella axisymmetriska geometrier med olika spricklängder (6 m och 24 m).
- En tvådimensionell plan geometri (se figur 10-48).

Effekten av en ojämn tunneldiameter med ett fall benämnt maximalt överberg (Maximum Fallout) under antagandet att tunnelns tvärsnittsarea är lika stor som den maximalt tillåtna tvärsnittsarean enligt figur 5-15, i vilken en större andel pelletar inkluderades.

Ett urval av de beräknade mätnadstiderna har sammanställts i figur 10-49. De streckade linjerna representerar basfallnets egenskaper och två olika spricktransmissiviteter. Diagrammet åskådliggör effekterna av att, å ena sidan, förändra bentonitens egenskaper och, å andra sidan, ändra bergets egenskaper och spricklängder. Effekterna av olika bentonitegenskaper och andra variationer visas i den översta raden för en situation med obegränsad tillgång på vatten. Beroendet av bergmatrisens hydrauliska konduktivitet i en sprickfri miljö visas i den undre raden, medan mittraderna visar resultat för två olika spricklängder. Figuren visar således att den övergripande inverkan från berget på bevätningshastigheten är mycket högre än de osäkerheter som är kopplade till bentoniten. Beräkningarna för en återfyllning med obegränsad tillgång på vatten resulterar i tidsskalor på ungefär 80 år. Ett fall utan sprickor och en hydraulisk konduktivitet i bergmatrisen på 10^{-13} m/s resulterar i tidsskalor på ungefär 6 000 år. Eftersom berget vid Forsmark förväntas innehålla mycket få vattenförande sprickor, normalt på längre avstånd från varandra än 100 m, är det svårt att fastslå att något av de redovisade fallen helt kan uteslutas. Det antas i SR-Site att mätnaden av återfyllningen kan ta allt från mindre än 100 år till ungefär 6 000 år beroende på läget i berget. Det är troligt att hela detta spann av mätnadstider kommer att finnas vid Forsmark.



Figur 10-48. Geometrin av analyserade tvådimensionella plana modeller. Teoretiskt tvärsnitt (till vänster) och maximalt överberg (till höger) /Åkesson et al. 2010a/.



Figur 10-49. Sammanställning av mätnadstider för återfyllningen för olika geometrier och fall. Resultat från endimensionella modeller med obegränsad tillgång på vatten visas i översta raden (BK2: med fördubblad hydraulisk konduktivitet för återfyllningen; T: med termisk utveckling och temperaturberoende för vattnets viskositet; S_r^2 och S_r^4 : med kvadratisk och bikvadratisk mätnadsberoende samband för återfyllningens relativa hydrauliska konduktivitet – basfallet har ett kubiskt beroende; HM: med hydromekaniska processer; BR: med brantare vattenretentionskurva; BK06: med 40 procent lägre hydraulisk konduktivitet för återfyllningen). Resultat från tvådimensionella axisymmetriska modeller med olika sprickrepresentationer visas i mittraderorna. Resultat från plana tvådimensionella modeller utan sprickor visas på bottenraden (värden på bergets hydrauliska konduktivitet indikerade). De streckade linjerna representerar basfallets egenskaper och två olika spricktransmissiviteter /Åkesson et al. 2010a/.

Buffertens mätnad

Buffertens vattenmätnadsprocess påverkas utifrån av bergets och återfyllningens bevätande och uttorkande verkan samt av uppvärmningen från kapseln. Från bergsidan transporteras vatten inåt i bufferten genom ”advektivt” flöde i densamma, medan ånga transporteras utåt från kapseln genom diffusion. Det advektiva flödet drivs av vattnets tryckgradient och det diffusiva flödet drivs av ångans koncentrationsgradient.

Transportegenskaperna beror på materialens tillstånd vad gäller mätnadsgrad och temperatur. De olika retentionsegenskaperna hos buffertens beståndsdelar (cylinder- och ringformade block och den pelletfyllda spalten) kommer också att påverka vattentransporten i bufferten. Buffertens mätnad har beräknats i /Åkesson et al. 2010a/ för ett antal fall med olika tillstånd och förutsättningar:

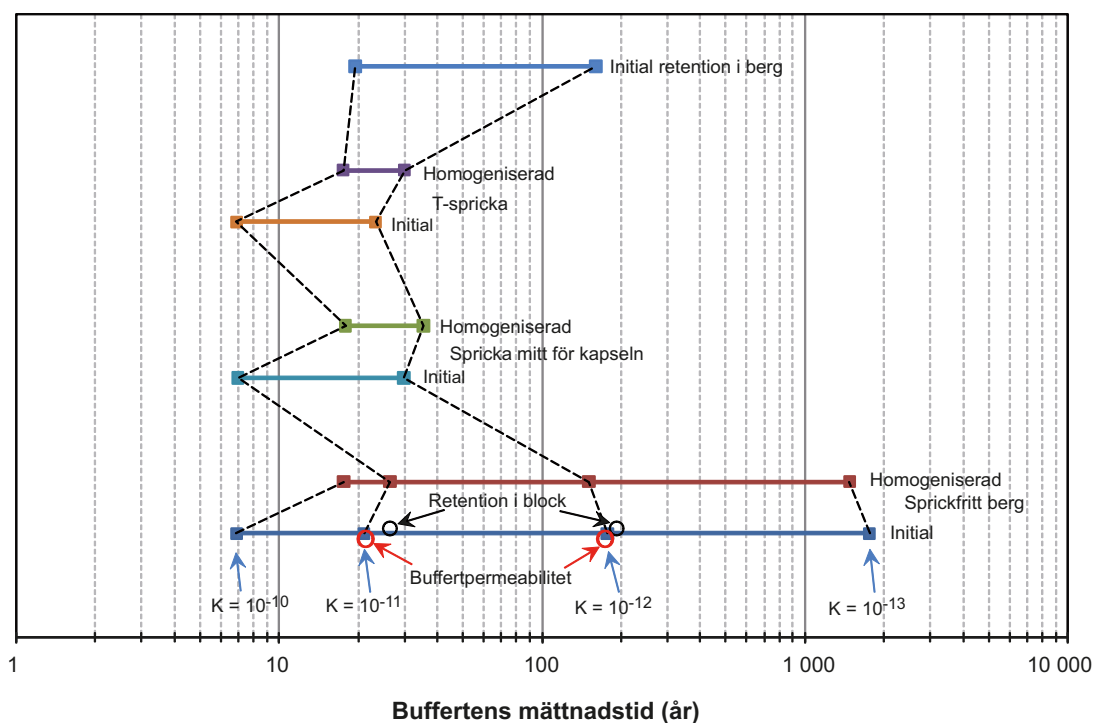
- Pelletar och block eller ett homogeniserat material.
- Icke uppsprucken berggrund.
- Berggrund med sprickor.
- Effekten av en extremt låg hydraulisk konduktivitet i berget.
- Beroendet av bergets hydrauliska konduktivitet.
- Effekten av högre vattenretention i berget.
- Effekten av en initialt ventilerad tunnel.
- Effekten av förändrad retention i blocken.
- Effekten av förändrad hydraulisk konduktivitet i bufferten.

Fallen har valts ut med utgångspunkt från identifieringen av betydelsefulla parametrar i **Processrapporten för bufferten, återfyllningen och förslutningen.**

Buffertens mättnadstider (tiden där $S_t \geq 0,99$ (vätskemättnad) i hela bufferten), för alla de termo-hydrauliska simuleringar (TH-simuleringar) för ett deponeringshål som redovisas i /Åkesson et al. 2010a/, visas i figur 10-50. De horisontella linjerna representerar fallen som anges till höger om linjerna där även den ”mekaniska förutsättningen” anges, varvid *homogeniserad* hänför sig till ett initialt homogeniserat buffertmaterial medan *initialtillstånd* avser fallet med block och pelletar. Konceptet att använda en modell för homogeniserat tillstånd och initialtillstånd syftar till att få fram två extrema lösningar som begränsar det ”sanna fallet” (i vilket mekanik, dvs homogeniseringsprocessen, ska inkluderas). Under den nedre linjen (Initialt Sprickfritt berg) visas den bergkonduktivitet som använts. De streckade linjerna binder ihop modeller med identiska bergkonduktiviteter. Intill den undre linjen anges (med ofyllda cirklar) de positioner i modellerna där bufferten omvandlades. En utförligare beskrivning av fallen finns i /Åkesson et al. 2010a/.

Resultaten av beräkningarna visar följande (se figur 10-50):

- I allmänhet ger antagandet av en homogeniserad buffert längre mättnadstider än med pelletar och block. Undantaget är när mättnaden sker mycket långsamt, då mättnadsprocessen går snabbare för den homogeniserade bufferten.
- För sprickfri berggrund har bergkonduktiviteten stor betydelse för mättnadstiden. För en bergkonduktivitet på 10^{-11} m/s kommer mättnadstiden att pågå ungefär 20 år, medan det kommer att ta mer än 150 år då konduktiviteten är 10^{-12} m/s.
- Om en horisontell spricka införs i modellen med sprickfritt berg, antingen på kapselns mitt i höjded (CMH) eller i tunnelväggen, minskar mättnadstiden avsevärt, speciellt när bergets konduktivitet är låg.
- För att undersöka effekten av ett berg med låg transmissivitet infördes en låg bergpermeabilitet på 10^{-20} m², motsvarande en hydraulisk konduktivitet på ungefär 10^{-14} m/s, i modellen för sprickfritt berg. Hela bergmassan som omger det modellerade deponeringshålet och som är knuten till tunnelrepresentationen tilldelades denna extremt låga permeabilitet. Vattnet som kommer in i återfyllningen och bufferten måste gå igenom bergmatrisen (det finns inte några sprickor), vilket drivs av vattentryckgradienten. De uppnådda mättnadstiderna var 1 760 och 1 476 år för block-pelletmodellen respektive modellen för homogeniserade förhållanden.
- För ett berg med hög hydraulisk konduktivitet, dvs om bergkonduktiviteten är högre än 10^{-11} m/s, visar beräkningarna att mättnadstiden är mer eller mindre oberoende av bergets hydrauliska konduktivitet.
- Om en retentionskurva för berget med högre grad av vattenretention (kraftigare sug ger samma grad av vattenmättnad) används så påverkar detta inte buffertens mättnadstid i större omfattning.
- Effekten av olika grad av relativ fuktighet i berget undersöktes genom att först modellera systemet utan bufferten/återfyllningen/kapseln och sedan använda det resulterande tryckfältet som ett initialtillstånd i modellen med alla komponenter inkluderade. Två fall undersöktes: ett dränerat tillstånd (relativ luftfuktighet = 100 procent) och ett ventilerat tillstånd (relativ luftfuktighet = 70 procent). Bergets hydrauliska konduktivitet påverkar effekten av relativ luftfuktighet på vattenmättnaden i det omgivande berget, och i förlängningen bentonitens mättnadstid. En lägre hydraulisk konduktivitet i berget medför att en mindre bergvolym påverkas och även att återmättnaden tar längre tid. En stor effekt iaktogs endast för det ventilerade fallet, med 70 procent relativ luftfuktighet, för både låg och hög hydraulisk konduktivitet i berget. Mättnadstiderna förlängdes från 21 till 28 år för berg med hög konduktivitet, och från 177 till 233 år för berg med låg konduktivitet, under antagandet att ventilerade förhållanden råder. Antagandet om 70 procent relativ luftfuktighet är emellertid mycket extremt.
- Effekten av vattenretention i blocken undersöktes också. Detta gjordes genom att retentionskurvan modifierades i måttlig utsträckning. För mättnadsgrader som är högre än initialtillståndets sänktes kurvan, medan kurvan låg nära den ursprungliga kurvan för lägre mättnadsgrader. Detta ledde till att mättnadstiden för berg med hög konduktivitet ökade från 21 till 26 år, medan mättnadstiden för berg med låg konduktivitet ökade från 177 till 192 år.
- Förändringar av buffertens permeabilitet inom ett intervall från 0,6 till 2 gånger det ursprungliga värdet hade inte någon betydande effekt på mättnadstiden. Intervallet av värden på permeabiliteten valdes utifrån en utvärdering av en relativt stor mängd experimentella data. Detta behandlas utförligare i den datarapport som är inriktad mot THM-modelleringen av bufferten, återfyllningen och andra systemkomponenter /Åkesson et al. 2010b/.



Figur 10-50. Sammanställning av buffertens mättnadstider (tiden då graden av vätskemättnad S_1 uppnått 0,99 i hela bufferten) för alla TH-simuleringar av ett deponeringshål. Texten till höger om linjerna visar representationen av berget: Sprickfritt berggrund, CMH-spricka (Canister Mid-Height; spricka på kapselns mitt i höjddled), T-spricka (tunnelspricka) och retention i berg (förändrad vattenretentionskurva i berget). I de tre första fallen (nerifrån och upp) har bufferten representerats som i initialtillståndet (Initial), med existerande block och pelletfyllda spalter, och som i ett fullständigt homogeniserat tillstånd (Homogeniserad), vilket anges till höger om de motsvarande horisontella linjerna. I fallet med retention i berg har endast representationen för buffertens initialtillstånd använts. Resultaten som erhöles då samma bergkonduktivitet användes, som anges under den nedre linjen, har förbundits med streckade linjer. Resultaten av att ändra buffertens hydrauliska konduktivitet eller blockens retention markeras med röda respektive svarta cirklar /Åkesson et al. 2010a/.

Utöver de undersökta fallen finns det vissa ytterligare osäkerheter i beskrivningen av mättnadsprocessen:

- Effekten av den antagna axiella symmetrin, vilken reducerar problemet till två dimensioner, har inte undersökts.
- Den inre spalten (mellan kapselns vertikala gränssyta och bentonitblocken) som initialt finns i bufferten, har utelämnats i modellerna. Denna effekt har dock tagits med i beskrivningen av den termiska utvecklingen, se avsnitt 10.3.4.
- Sambandet mellan resultatet av beräkningar av mättnad i TH-modeller och termo-hydro-mekaniska modeller (THM-modeller) har endast undersökts för snabba mättnadsprocesser.
- Avseende avståndet till randen där det hydrauliska tryckrandvillkoret applicerats, 60 m ovanför förvaret, har strategin varit att studera data för berggenskaperna vid förvarsplatsen i Forsmark och att utveckla en relevant representation. Detta avstånd är grundat på avståndet till en mer genomsläpplig del av berget som karakteriserats vid Forsmark.
- Betydelsen av diskretiseringen i det rutnät som används i modellerna har endast undersökts i begränsad omfattning.

Dessa osäkerheter kan inverka på de beräknade tiderna, men de förväntas inte påverka slutsatserna och den generella förståelsen av fallen med bevätning.

Spridning av fukt i fallet med uttorkat berg

Ventilationen av deponeringstunnlar under långa tidsperioder (före återfyllning av deponeringshålen och tunnlar) kan medföra att det omgivande berget torkas ut. Denna luftfyllda porvolym i berget kan potentiellt utgöra en sänka för vattnet som finns i bufferten under installationen. Om en större mängd av detta vatten vandrar in i berget, skulle det eventuellt kunna leda till en betydande ökning av kapselytornas högsta temperaturer.

Omfördelningen av fukt i bufferten i ett deponeringshål för ett fall med en torr omgivande bergmassa har studerats i /Åkesson et al. 2010a/. Huvudsyftet med denna studie var att undersöka effekten av omfördelningen av vatten i bufferten i ett torrt deponeringshål på värmeledningsförmågan i skilda delar av bufferten. Resultatet av undersökningen (ett område där vattenmättnadsdata omvandlats till värmeledningsförmåga) användes som ett fall i beräkningarna av den termiska utvecklingen, se avsnitt 10.3.4 ovan. Även om de torra förhållandena innebär att temperaturen ökar, visar dessa analyser att bufferttemperaturerna ligger kvar på nivåer som är lägre än det högsta tillåtna värdet.

Tillämpbarhet för de hydrauliska förhållandena som råder på förvarsplatsen vid Forsmark

Studien av buffertens och återfyllningens mättnad i /Åkesson et al. 2010a/ utfördes som en känslighetsstudie. Egenskaperna hos både de tekniska barriärerna och det omgivande berget valdes så att de täcker in ett brett spann av kombinationer. Ingen platsspecifik information användes.

I avsnitt 10.3.6 redovisas en analys av vatteninflödet till tunnlar med olika egenskaper vid förvarsplatsen i Forsmark. Även för en tunnel som mätts snabbt kommer det att ta mer än 50 år innan tunneln mätts, se figur 10-24. Men även den tunnel som mätts långsamt ligger väl inom det intervall som presenteras i figur 10-49. Som uppgavs i början av det här avsnittet har mättnadstiden inte någon direkt inverkan på förvarets funktion och den rumsliga variationen på platsen kommer inte att påverka säkerheten.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Mättnadstiden för både återfyllningen och bufferten sträcker sig från några tiotals år till flera tusen år. Det är troligt att exempel från hela det här tidsintervallet kommer att bli verklighet vid Forsmark, eftersom egenskaper hos berget (hydraulisk konduktivitet i bergmatrisen och förekomst av sprickor och deras egenskaper) är de primära styrande faktorerna medan egenskaper hos återfyllning och buffert har underordnad betydelse.

10.3.9 Svällning och svälltryck

Buffertens primära funktion är att säkerställa att transporten av olika ämnen från berget till kapseln och från kapseln till berget domineras av diffusion. Svälltrycket i bentoniten förväntas täta alla spalter och säkerställa att berget och bufferten står i god kontakt med varandra. Det är därför viktigt att svälltrycket upprätthålls. Ett svälltryck på 1 MPa utgör säkerhetsfunktionsindikatorkriteriet för att upprätthålla densiteten i bufferten, se avsnitt 8.3.2 och säkerhetsfunktionsindikator Buff1b i figur 10-2. Ett högt svälltryck behövs för att minska den mikrobiella aktiviteten (Buff2). Svälltrycket som behövs för att förhindra kapselsjunkning är 0,2 MPa (Buff5). Å andra sidan får inte svälltrycket överskrida 15 MPa för att trycket på kapsel och berg ska begränsas (Buff6). De densiteter som krävs för att uppfylla dessa värden behandlas i avsnitt 5.5.3. För att säkerställa att buffertens densitet inte försämras genom att bufferten sväller in i tunnelåterfyllningen måste återfyllningens densitet vara tillräckligt hög (BF1), se avsnitt 5.6 för faktiska värden.

De två referensbuffertmaterialen MX-80 och Ibeco RWC (även benämnt Deponit CA-N) förutsätts i det mättade tillståndet ha densiteter i intervallet 1 950–2 050 kg/m³. Svälltrycket för referensdensiteten (2 000 kg/m³) kommer att vara 7,5–8 MPa för båda materialen, se avsnitt 5.5. Med hänsyn tagen till de tillåtna variationerna i densitet kan svälltrycket variera mellan 4,5 och ungefär 13 MPa, förutsatt att buffertmaterialet är helt begränsat till volymen den upptar då den deponeras. Den hydrauliska konduktiviteten kommer att vara långt under 10⁻¹³ m/s. Dessa värden gäller för ett ganska stort spann av salthalter i grundvattnet. Grundvattnet vid Forsmark har i dag en salthalt på ungefär 0,9 procent eller 0,15 M Cl⁻.

För återfyllningsmaterialet med en angiven torrdensitet på 1 458–1 535 kg/m³ ska svälltrycket vid fullständig vattenmättnad vara betydligt högre än 3 MPa, grundat på resultat från kompressibilitets-tester /Johannesson och Nilsson 2006/. Under dessa förhållanden bör den hydrauliska konduktiviteten vara långt under 10⁻¹² m/s.

Kort sagt betyder detta att om bufferten mätsas och sväller utan förlust av buffertmaterial och utan att expandera in i återfyllningen kommer ovanstående säkerhetsfunktionsindikatorer att ligga inom de tillåtna gränsvärdena. För att verifiera att de tilltänkta förhållandena efter svällning kommer att uppnås är det emellertid nödvändigt med en noggrannare utvärdering av svällprocessen med fokus på:

- Buffertens homogenisering.
- Buffertens uppåtriktade expansion.
- Kapselns rörelse i deponeringshålet.
- Homogenisering efter förlust av bentonit.

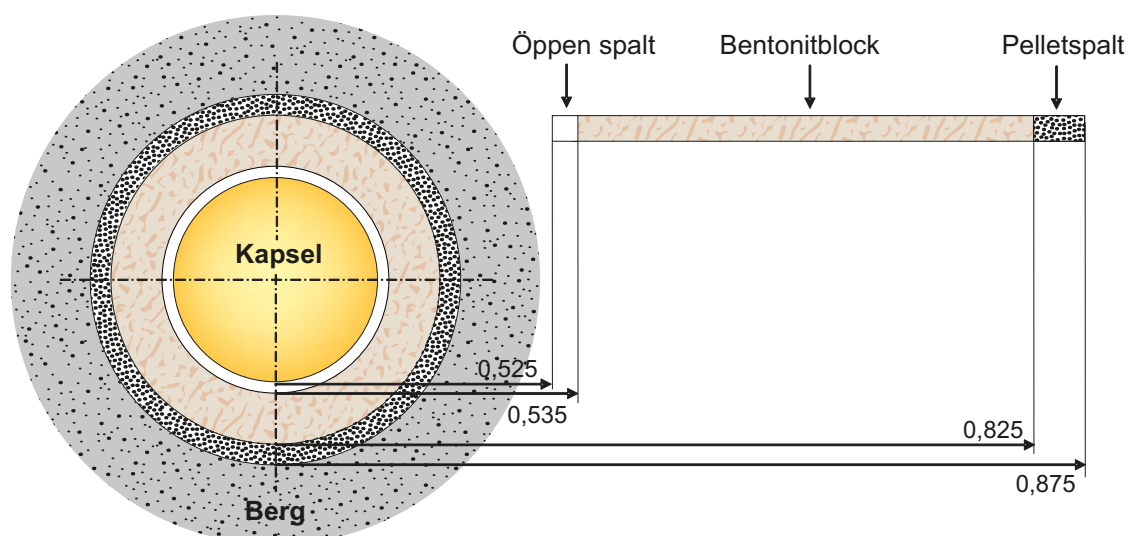
Resultaten av denna utvärdering redovisas nedan.

Buffertens homogenisering

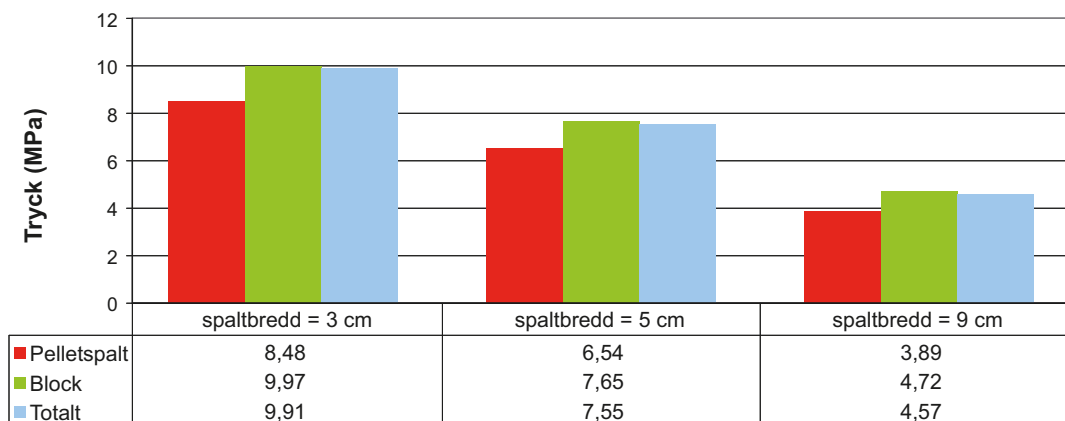
Buffertens initialtillstånd efter inplacering utgörs av omättade bentonitblock och bentonitringar med mycket högre densitet än medeldensiteten för hela hålet, samt en tom spalt vid kapselytan och en pelletfylld spalt med mycket låg densitet vid bergytan. Huvudsakligen beroende på friktion inuti materialet, men även på grund av hystereseffekter, blir den svällning och den homogenisering som sker till följd av bevätningen av bentoniten inte fullständig, och det kommer att finnas kvar densitetskillnader och svälltrycksskillnader i bufferten.

I /Åkesson et al. 2010a/ har tre olika analyser av den naturliga homogeniseringsprocessen i bufferten genomförts. I den första analysen har analytiska lösningar studerats. I den andra analysen har finita elementprogrammet Code_Bright använts för att studera processen i större detalj. I den tredje analysen har finita elementprogrammet Abaqus använts för att modellera hela deponeringshålet.

De viktiga geometriska komponenterna i modellerna är den initialt öppna spalten mellan kapseln och buffertblocken, buffertblocken själva och den pelletfyllda yttre spalten som visas i figur 10-51. Det centrala fenomen som undersökts med Code_Bright var hur homogeniseringen och svälltrycket påverkas av spaltens bredd i en sektion mellan kapseln och berget, samt bevätningsekvensen. I studien varierades spaltens bredd från 3 till 9 cm under det att övriga parametrar hölls konstanta. Figur 10-52 visar det slutliga svälltrycket i buffertkomponenterna som funktion av spaltens bredd.

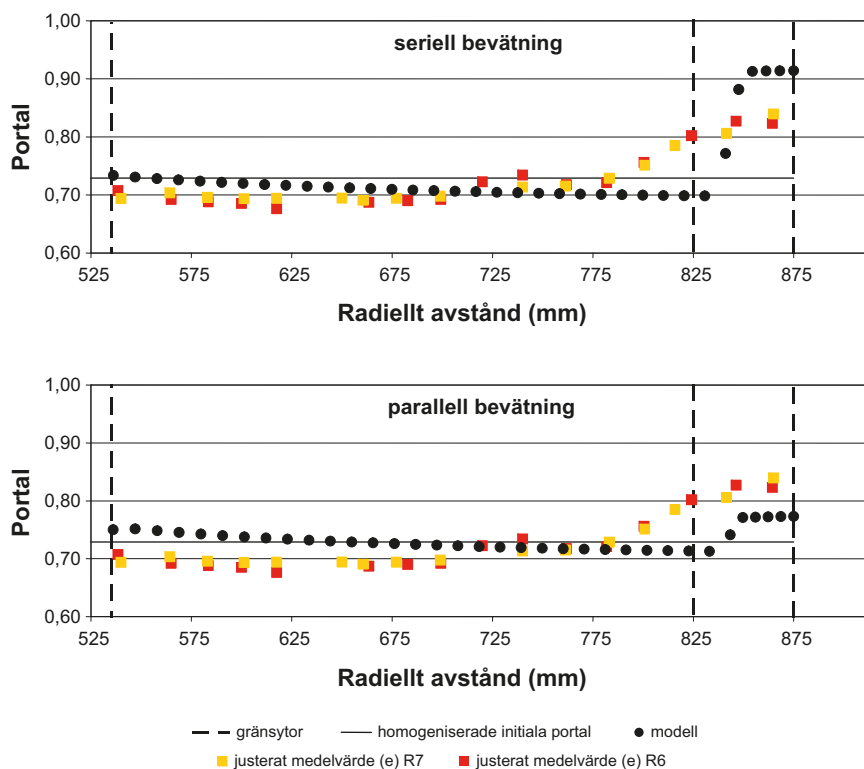


Figur 10-51. Modellens geometri och beståndsdelar /Åkesson et al. 2010a/.



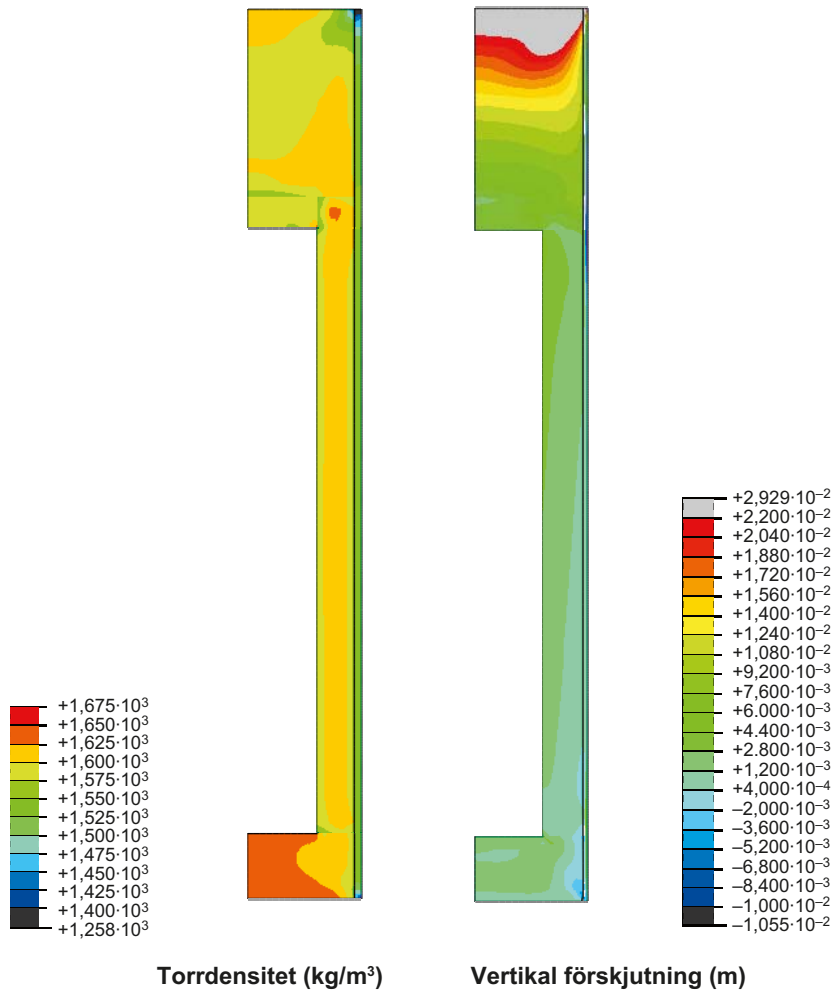
Figur 10-52. Genomsnittliga tryck för 3, 5 och 9 cm breda pelletsalter /Åkesson et al. 2010a/.

Bevätningssekvensens inverkan testades med antagandet av antingen helt seriell eller helt parallell bevätning. I fallet med seriell bevätning kommer det upptagna vattnet från pelletsalten, medan parallell vätning förutsätter att båda komponenterna sväller samtidigt. Resultaten från de två modellerna har jämförts med resultaten från Återtagsförsöket (Canister Retrieval Test, CRT) /Åkesson et al. 2010a/. Jämfört med resultat från Återtagsförsöket ger ren seriell bevätning mer heterogena värden för portalet. Den parallella bevättningsprocessen ger lägre grad av heterogenitet än mätningarna i Återtagsförsöket. Detta åskådliggörs i figur 10-53.

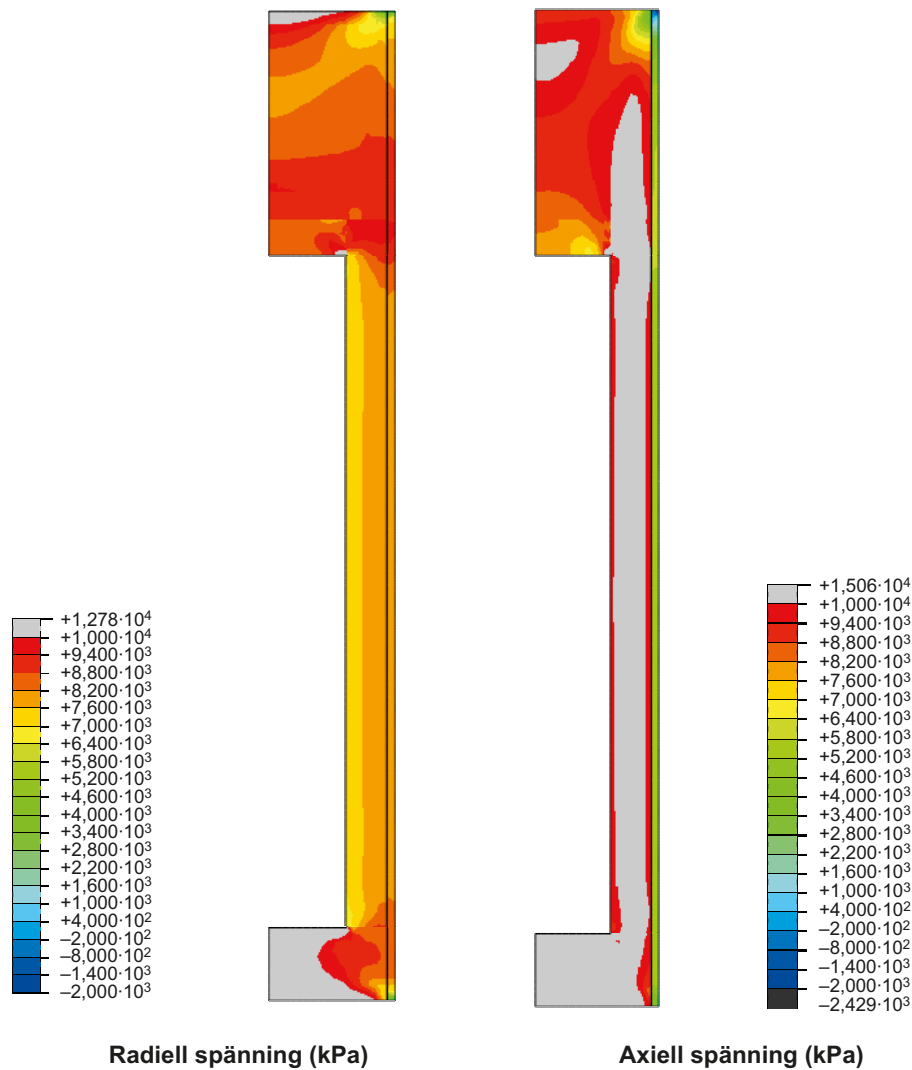


Figur 10-53. Profiler av portal för seriell och parallell vätning. Justerat medelvärde hänför sig till det uppmätta medelvärdet för portal (e) för hela periferin av ring (R) 6 och 7 i Återtagsförsöket /Åkesson et al. 2010a/.

Finita elementprogrammet Abaqus användes för att modellera homogeniseringsprocessen i ett helt deponeringshål med identiska initialtillstånd och randvillkor som de i Återtagsförsöket. Resultaten som visas i figurerna 10-54 och 10-55 ger en förväntad slutlig densitets- och spänningsfördelning i ett deponeringshål som är täckt med en återfyllning som komprimerats ungefär 3 cm.



Figur 10-54. Sluttillstånd för bufferten efter full mättnad och avslutad homogenisering. Fördelningen av den torra densiteten och den vertikala svällningen visas /Åkesson et al. 2010a/.

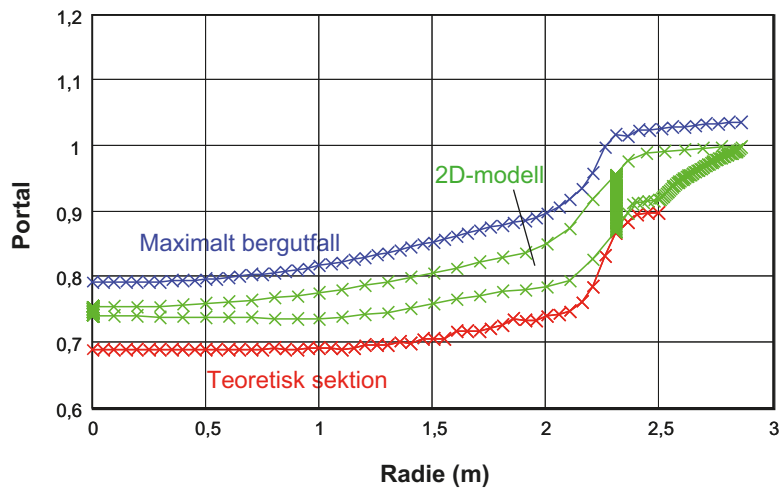


Figur 10-55. Sluttillstånd för bufferten efter full mättnad och avslutad homogenisering. Fördelningen av radiell och axiell spänning visas /Åkesson et al. 2010a/.

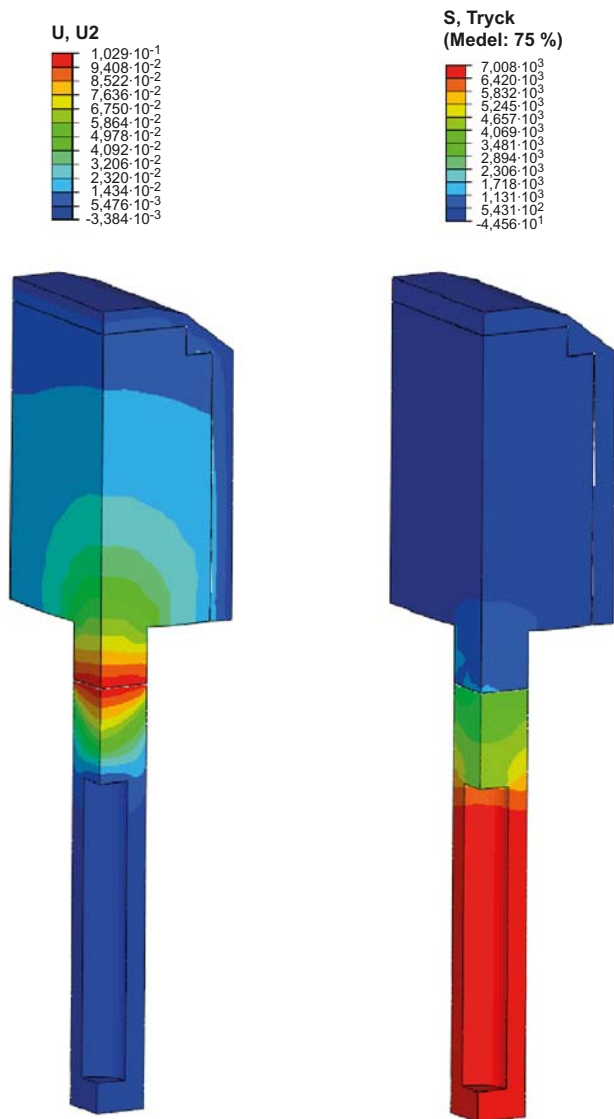
Den enda anmärkningsvärda observationen är att det inte finns någon tydlig densitetsgradient (minskning av densitet och svälltryck i riktning mot återfyllningen), trots den uppåtriktade svällningen på 3 cm. Detta resultat avviker från resultaten av beräkningarna av buffertens svällning uppåt som visas senare (exempelvis figur 10-57 och 10-58), där en initialt fullständigt vattenmättad och homogeniserad buffert användes.

Det finns flera faktorer som sammantaget kan förklara denna skillnad:

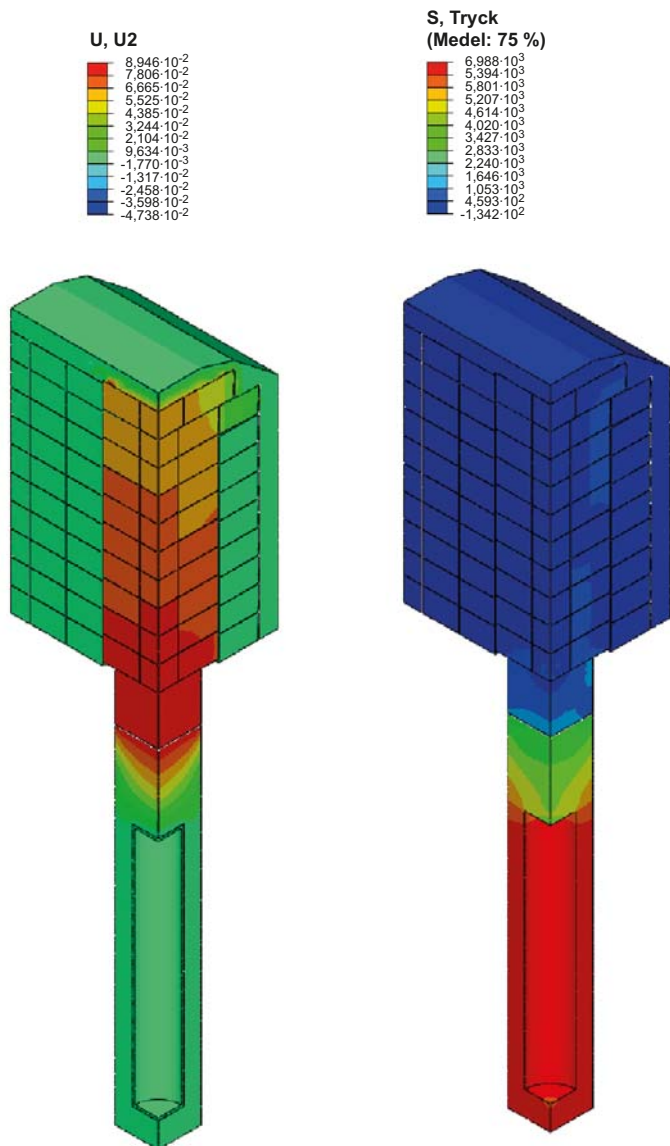
- Buffertmaterialet i svällningsberäkningarna som redovisas i avsnittet om buffertens uppåtriktade expansion modellerades som om det vore fullständigt mättat och homogeniserat från start. Detta betyder att svälltrycket och friktionen mot berget var fullt utvecklade från början. Detta är inte fallet för beräkningen som gjorts här, där den initialt låga densiteten hos pelletfyllningen och de initialt omättade buffertblocken leder till en lägre friktion mellan berget och bufferten under en stor del av svällningsprocessen.
- Bevätning av den övre 75 cm långa delen skedde senare, vilket fördröjde uppkomsten av friktionen. Skälet till detta var den bevätning som observerades under Återtagsförsöket och beräkningen var en fortsättning av modelleringen i Återtagsförsöket.



Figur 10-56. Slutliga fördelningar av portal i endimensionella (blå och röda kryss) och tvådimensionella modeller /Åkesson et al. 2010a/.



Figur 10-57. Vertikala förskjutningar (U , m) och medelspänningar (S , kPa) i bufferten och återfyllningen efter avslutad svällning (Fall 1). U_2 är riktningen (vertikalt) för förskjutningen U /Börjesson och Hernelind 2009/.



Figur 10-58. Vertikala förskjutningar (U , m) och medelspänningar (S , kPa) i bufferten och återfyllningen efter avslutad svällning (Fall 2). U_2 är riktningen (vertikalt) för förskjutningen U /Börgesson och Hernelind 2009/.

Modellering av Återtagningsförsöket och en jämförelse med mätningar bekräftar att materialmodellen för omättade bentonitblock och den använda beräkningstekniken är relevanta för modellering av homogeniseringsprocessen. Detta eftersom överensstämmelsen mellan buffertens modellerade och uppmätta densitetsfördelning mellan kapseln och berget efter fullständig mättnad och avslutad homogenisering var mycket god. Materialmodellen och beräkningstekniken användes sedan för modellering av homogeniseringsprocessen i ett helt deponeringshål med identiska initialtillstånd och randvillkor som de i Återtagningsförsöket. Resultaten, som visas i figurerna 10-54 och 10-55, gav en förväntad slutlig densitets- och spänningsfördelning i ett deponeringshål som är täckt med en återfyllning som komprimerats ungefär 3 cm. Snarlika resultat erhöles med Abaqus- och Code_Bright-modellerna samt med det analytiska uttrycket, men försöket i sin helhet modellerades endast med Abaqus.

Osäkerheterna rör främst materialmodellerna, som är mycket komplicerade, och parametervärdena. Även om de har verifierats för det endimensionella fallet med svällning och homogenisering av bentonitringarna och bentonitpelletarna mellan kapseln och berget, omfattar det tvådimensionella fallet fler frihetsgrader för variablerna och fler typer av växelverkan, som exempelvis friktionen mellan bentoniten och berget eller kapseln.

Resultaten visar att under förväntade förhållanden kommer buffertens densitet och svälltryck att homogeniseras till en situation där de relevanta säkerhetsfunktionerna upprätthålls.

Återfyllningens homogenisering

Deponeringstunnlarna kommer att ha ett varierande tvärsnitt. Eftersom förhållandet mellan återfyllningsblock och pelletar kommer att variera i den installerade återfyllningen kommer densiteten att variera i tunnelns axiella riktning. Homogeniseringen av återfyllningen har studerats av /Åkesson et al. 2010a/.

De slutliga fördelningarna av portal för både endimensionella och tvådimensionella modeller visas i figur 10-56. En generell skillnad mellan de inre och yttre delarna på något mer än 0,2 i portal kan noteras. Detta stämmer generellt överens med försöksresultaten från Återtagningsförsöket /Johannesson 2007/. Märk väl att fördelningen i den tvådimensionella modellen faller mellan de två extremresultaten som erhöles med de endimensionella modellerna.

Modellerna indikerar att återfyllningsmaterialet inte kommer att vara helt homogeniserat. Den kvarvarande heterogeniteten medför att skillnaden mellan de inre och yttre delarna är något större än 0,2 med avseende på portal, och skälet till detta verkar vara hystereseffekterna under cyklerna av svällning och kompression. Den kvarvarande heterogeniteten tyder på att det slutliga portalet kan vara så hög som 1,03, vilket motsvarar en torrdensitet på 1 370 kg/m³. Detta värde är väsentligt lägre än det lägsta värdet i det intervall som redovisats i kapitel 5 och i **Produktionsrapporten för återfyllningen**, vilket visar att homogeniseringsprocessen måste beaktas vid utformningen av återfyllningen. Värdet är dock fortfarande högre än den torrdensitet på 1 100 kg/m³ som krävs för att återfyllningen i SR-Site ska uppnå den hydrauliska konduktivitet på mindre än 10⁻¹⁰ m/s som anges i **Produktionsrapporten för återfyllningen**.

Buffertens uppåtriktade expansion

Ett av de primära konstruktionskraven för återfyllningen är att den ska hålla bufferten på plats och förhindra den från att svälla uppåt, så att inte en alltför stor del av buffertens densitet går förlorad. En viss grad av svällning uppåt förväntas, eftersom återfyllningen har ett lägre svälltryck än bufferten och i viss utsträckning är kompressibel. För SR-Can genomfördes både modellering med finita elementmetoden och analytiska beräkningar av denna process, se exempelvis /Börgesson och Johannesson 2006, Börgesson och Hernelind 2006a, Börgesson et al. 2006, Johannesson och Nilsson 2006/, men den referensåterfyllning som beaktades i de flesta av dessa beräkningar var en på plats kompakterad blandning av bentonit/bergkross i ett förhållande 30/70. Jämfört med SR-Can användes en ny referensåterfyllning (kompakterade block och pelletar av Milos-återfyllning) i SR-Site. Den nya återfyllningen beter sig väsentligt annorlunda jämfört med den tidigare återfyllningen, både under torra och våta förhållanden.

Modellering av svällning uppåt, där olika återfyllningsegenskaper beaktas och där både bufferten och återfyllningen är mättade från start, har utförts och rapporterats /Börgesson och Hernelind 2009/. Vid installationen består både bufferten och återfyllningen av bentonitblock med mycket hög densitet och varierande mätnadsgrad och av pelletar som utfyllnad i kvarvarande spalter mellan blocken och bergytan. Sedan kommer vatten in i deponeringshålet och tunneln vilket resulterar i att blocken beväts och sväller samtidigt som pelletfyllningen beväts och komprimeras. Hastigheten för dessa processer beror på vatteninflödets hastighet och läge samt den faktiska utvecklingen av buffertens och återfyllningens mätnad och homogenisering. Motsvarande växelverkan mellan buffertens och återfyllningens material är unik för varje deponeringshål. Den komplicerade situationen ställer krav på förenklingar för att processen ska kunna modelleras med rimlig arbetsinsats. Extremfallen är att förutsätta antingen fullständigt mättade (våta) förhållanden eller förhållanden helt utan bevätning (torra förhållanden), vilket leder till fyra fall:

1. Våt buffert och våt återfyllning.
2. Våt buffert och torr återfyllning.
3. Torr buffert och torr återfyllning (ointressant fall).
4. Torr buffert och våt återfyllning.

Fall 3 är uppenbarligen inte intressant och beaktas därför inte. Därtill är fall 4 inte av primärt intresse därför att buffertblocken och bufferttringarna kommer att komprimeras i mycket liten utsträckning, eftersom blockens och ringarnas enaxliga tryckhållfasthet är 3 MPa respektive 4 MPa vilket är högre än det förväntade svälltrycket från återfyllningen. Detta fall förväntas inte inträffa, eftersom det tar 100 år för återfyllningen att bli fullständigt vattenmättad.

Det finita elementbaserade programmet Abaqus användes för beräkningarna. Abaqus är utformat för att modellera en mängd olika processer i många olika material såväl som komplicerade tredimensionella geometrier. I beräkningarna av det våta fallet har materialmodeller för simulering av porösa material (både buffert och återfyllning) använts. Olika fall med olika grad av homogenisering och olika egenskaper har modellerats. Eftersom buffertmaterialet förutsätts vara vattenmättat från start omfattar tidsskalan endast tiden som det tar för bufferten att svälla uppåt. Kapseln har modellerats, men endast som ett rör av ett mycket styvt material. Beräkningarna utfördes med vissa pessimistiska antaganden som exempelvis:

- Inget svälltryck från återfyllningen.
- Ingen friktion mellan återfyllningen och berget.
- Mycket löst packad pelletfyllning (ingen homogenisering).

Figur 10-57 visar förskjutningar och svälltryck i bufferten och återfyllningen för fallet då båda är mätade från start. Trots de pessimistiska antagandena förblir buffertens densitet högre än $1\,950\text{ kg/m}^3$. Följande observationer kan också göras i figuren:

- Inverkan av den löst packade pelletfyllningen ovanför är inte speciellt stor, eftersom den endast komprimeras med omkring 1 cm. Det primära skälet till detta är att den vertikala spänningen sprids ut lateralt och därmed blir mycket lägre i taket än i sulan ovanför deponeringshålet. Men kompressionen av pelletfyllningen bedöms vara proportionell mot tjockleken, vilket betyder att den uppåtriktade expansionen kan öka med två cm om tjockleken tredubblas.
- Expansionen når ner till översta delen av kapseln där förskjutningen är omkring 1 cm.
- Skillnaden i förskjutningsmönster mellan bufferten och återfyllningen visar att det finns en ganska stor friktionseffekt mellan den övre delen av bufferten och bergytan, men inte i motsvarande delar av återfyllningen. Skälet till detta är att det föreligger ett svälltryck i bufferten som påverkar friktionen, men att så inte är fallet i återfyllningen.
- Medelspänningen minskar abrupt i gränsytan mellan bufferten och återfyllningen från omkring 3,5 MPa i bufferten till omkring 1,5 MPa i återfyllningen. Skälet till denna skillnad är att bufferten sväller medan återfyllningen komprimeras, vilket leder till en skillnad vad gäller huvudspänningens riktning. Riktningen är vertikal i den komprimerade återfyllningen och horisontell i den svällande bufferten.

För fallet med en torr återfyllning modelleras alla material förutom återfyllningen på likadant sätt som för det våta fallet. Modellen för återfyllningen är komplex, eftersom den övervägande delen av återfyllningen utgörs av åtskilda block. Deformationen kommer till största delen att ske i de horisontella sprickorna mellan blocken i pelletfyllningen och egenskaperna för i synnerhet sprickorna mellan bentonitblocken är inte kända. För beräkningarna har sprickorna förutsatts ha följande egenskaper (både horisontellt och vertikalt):

- Medeltjocklek för sprickor: 4 mm.
- Kompressionsegenskaper: Sprickorna sluts vid ett externt tryck på 10 MPa.
- Friktionsvinkeln $\varphi = 20^\circ$.

Figur 10-58 visar förskjutningarna och svälltrycken i bufferten och återfyllningen för fallet då endast bufferten är mättad från start. Följande observationer kan göras i figuren:

- Kompressionen, och därmed även spänningsfördelningen, i återfyllningen är begränsad till stapeln av block som ligger ovanpå deponeringshålet eftersom spridningen av spänningen är obetydlig på grund av de vertikala sprickorna mellan blocken.
- Inverkan av den löst packade pelletfyllningen vid taket är påtaglig, eftersom den bidrar till mer än hälften av den totala kompressionen. Detta betyder att pelletfyllningens kompressibilitet är viktig och att effekten av att en sektion är ofylld är mycket stor.
- Expansionen når ner till översta delen av kapseln där förskjutningen är omkring 1 cm.
- Återfyllningsblocket i den översta delen av deponeringshålet komprimeras i mycket liten utsträckning. Blocket rör sig endast uppåt och öppnar sprickan mellan det understa återfyllningsblocket och tunnelsulan.
- En liknande abrupt skillnad i medelspänning som för det våta fallet föreligger i gränsytan mellan bufferten och återfyllningen. Medelspänningen förändras från omkring 3,5 MPa i bufferten till omkring 2,0 MPa i återfyllningen.

Det finns naturligtvis en påverkan från återfyllningsblockens storlek och staplingsgeometri. I modell-exemplet har blocken staplats utan individuell förskjutning (avsaknad av murförband). Om det finns ett murförband kommer spänningsspridningen att öka och svällningen att minska. Om återfyllningsblocken i stället är mindre och saknar murförband kommer spänningarna att bli mer koncentrerade och svällningen större.

I/Börgesson och Hernelind 2009/ studerades flera parametervariationer för det våta fallet. Beräkningarna visade att det finns tre parametrar som är kritiska för svällningen, nämligen friktionsvinkeln mellan bufferten och dess omgivningar, återfyllningens styvhet och återfyllningens svälltryck. För fallet med ett vått återfyllningsmaterial kan endast kombinationen av en liten friktionsvinkel och ett lågt svälltryck i återfyllningen (vilket inte är ett realistiskt fall) leda till en betydande sänkning av buffertens densitet vid den övre delen av kapseln.

Eftersom fallet med en torr återfyllning hade mycket större inverkan på bufferten och endast ett fall studerades i /Börgesson och Hernelind 2009/, utförde /Åkesson et al. 2010a/ fler studier av fallet med en våt buffert och en torr återfyllning. Syftet var att utföra ytterligare modellering av det torra fallet för vissa alternativa geometrier som inte beaktades i de tidigare modellerna och kontrollera hur den slutliga fördelningen av buffertens densitet i deponeringshålet påverkas av buffertens svällning samt den på grund av svällningen uppkomna komprimeringen av återfyllningen. Tre beräkningar utfördes med olika initiala densiteter för bufferten och olika spalthöjder vid taket. Resultaten visar att svällningen uppåt kommer att bli betydande i det extrema fallet med ett fullständigt vattenmättat buffertmaterial och en återfyllning helt utan bevätning. Graden av blockfyllning i den modellerade geometrin var omkring 76 procent och den pelletfyllda spalten vid taket var 30 eller 55 cm. De viktiga resultaten av de tre beräkningarna sammanfattas i tabell 10-3.

De modellerade fallen representerar en situation med extrem bevätning och en relativt stor pelletfylld spalt vid taket. Av största vikt för den uppåtriktade svällningen är de horisontella sprickorna mellan återfyllningsblocken. Dessa sprickors egenskaper är inte kända och det använda sambandet mellan spänning och töjning utgörs av en uppskattning. Resultaten visar att buffertens densitet blir mindre ovanför kapseln, men att den lägsta densiteten som uppkommer vid förhållanden med vattenmättad är $1\,960\text{ kg/m}^3$ i gränsytan mellan kapsel och buffert för en initial densitet på $2\,000\text{ kg/m}^3$. Om densiteten initialt endast är $1\,950\text{ kg/m}^3$ kommer den motsvarande slutliga densiteten att vara $1\,920\text{ kg/m}^3$ medan svälltrycket fortfarande är 2,1 MPa. Resultaten visar också att det lokalt, i vissa återfyllningsblock på sulan, kan finnas von Mises-spänningar som är högre än tryckhållfastheten och som därför kan leda till att blocken krossas lokalt. Detta förväntas inte resultera i några problem.

Den totala bilden är att buffertens svälltryck och de därmed förknippade säkerhetsfunktionerna kommer att upprätthållas under buffertens expansion in i återfyllningen för alla tänkbara kombinationer av buffert- och återfyllningsförhållanden. Det finns dock en viss osäkerhet i modelleringen, eftersom bufferten modelleras som om den är fullständigt vattenmättad och homogeniserad från start, vilket kan påverka resultaten. Detta betyder att friktionskraften mellan bufferten och berget uppkommer tidigt under svällprocessen. I det verkliga fallet finns det en pelletfyllning med mycket låg densitet mellan bentonitblocken och berget, med ett initialt relativt lågt svälltryck och därmed liten friktionskraft. Resultatet av denna skillnad är att den modellerade densitetsgradienten mellan kapseln och återfyllningen troligtvis blir större än om bufferten modellerats som heterogen och omättad.

En jämförande beräkning med homogeniserad mättad buffert och heterogen omättad buffert uppvisade ingen skillnad vad gäller buffertens svällning uppåt, men användningen av en homogeniserad fullständigt mättad buffert anges trots det som en osäkerhet. Modelleringen av homogeniseringen i föregående avsnitt bekräftar att antagandena har liten inverkan på resultaten, se figurerna 10-54 och 10-55. Mätningar av det mekaniska beteendet hos de horisontella kontaktytorna mellan återfyllningsblocken har inte genomförts.

Tabell 10-3. Sammanfattning av resultat för fallen med spalt vid taket.

Variabel	Modell 1	Modell 2	Modell 3
Densitet vid mättad	$2\,000\text{ kg/m}^3$	$2\,000\text{ kg/m}^3$	$1\,950\text{ kg/m}^3$
Pelletfylld spalt	30 cm	55 cm	55 cm
Buffertens maximala svällning uppåt	96 mm	102 mm	68 mm
Upptäckning av kapseln	4,8 mm	5,0 mm	3,2 mm
Buffertens densitet vid kapselns översta del	$1\,960\text{ kg/m}^3$	$1\,960\text{ kg/m}^3$	$1\,920\text{ kg/m}^3$
Medelvärde av axiellt svälltryck vid kapselns översta del	3,8 MPa	3,6 MPa	2,1 MPa

Det använda sambandet förutsätter att det finns en spalt på 4 mm som sluts vid ett tryck på 10 MPa, vilket troligtvis är pessimistiskt. Effekten av att blocken krossas lokalt, vilket kan inträffa nära sulan, ingår inte i modellen. En annan osäkerhet hänförs till hur blocken är staplade. Det förutsätts att blocken inte överlappar varandra, vilket innebär att trycket inte kommer att spridas lateralt. Svällningen förväntas bli mindre om blocken staplas med överlapp som murstenar.

Kapselns rörelse i deponeringshålet

En av säkerhetsfunktionerna för bufferten är att den ska förhindra att kapseln sjunker i deponeringshålet, eftersom detta skulle få kapseln att komma i direktkontakt med berget och därmed kringgå bufferten.

Kapselsättning utgörs huvudsakligen av fyra olika processer:

1. Konsolidering/svällning som orsakas av kapselns vikt.
2. Volymetriskt kryp som orsakas av kapselns vikt.
3. Deviatoriskt kryp som orsakas av kapselns vikt.
4. Spänningsändringar som orsakas av svällning uppåt av gränssytan mellan bufferten och återfyllningen.
 - a) Konsolidering/svällning.
 - b) Volymetriskt kryp.
 - c) Deviatoriskt kryp.

Den fjärde processen kan således delas upp i samma processer som de första tre processerna, men konsolideringen och kryptet orsakas av svälltrycket från bufferten på återfyllningen i stället för av kapselns vikt.

Kapselns sättning har modellerats i /Åkesson et al. 2010a/. Beräkningarna omfattar två steg. I det första steget modelleras svällningen och konsolideringen som äger rum för att bufferten ska uppnå kraftjämvikt. Detta steg äger rum under mättnadsfasen och den efterföljande fasen av konsolidering/svällning. I det andra steget modelleras det deviatoriska kryptet i bufferten under 100 000 år. Modelleringen tar hänsyn till alla processer förutom volymetriskt kryp, vilket kan leda till att kapselns förskjutning underskattas något. Anledningen till att utesluta volymetriskt kryp är att kapselsättning till följd av volymetriskt kryp inte förändrar bentonitens totala massa under kapseln, utan endast kommer att öka densiteten och därför inte bedöms utgöra ett problem.

Basfallen i beräkningarna motsvarar den slutliga medeldensiteten vid mättnad på 2 000 kg/m³ med det förväntade svälltrycket 7 MPa i en buffert. För att studera systemets känslighet för förlust av bentonitmaterial och svälltryck genomfördes ytterligare sju beräkningar med reducerat svälltryck ner till 80 kPa, vilket svarar mot en densitet vid vattenmättad på omkring 1 500 kg/m³. Resultaten av beräkningarna med fix bentonitgränssyta och motsvarande friktionsvinkel för bibehållet initialt svälltryck sammanfattas i tabell 10-4. Den kapselsättning som anges i kolumn 5 inkluderar även konsolideringssättning, vilken

Tabell 10-4. Sammanfattning av resultat från beräkningar med fix gränssyta mellan buffert och återfyllning /Åkesson et al. 2010a/.

Beräkning nr	Densitet vid mättnad r_m (kg/m ³)	Svälltryck p (kPa)	von Mises spänning vid brott q_r (kPa)	Kapselsättning (mm)	Friktionsvinkel för bibehållet svälltryck ϕ (°) ¹⁾	Kapselsättning för motsvarande friktionsvinkel och bibehållet svälltryck (mm) ^{2) 3)}
1 (basfall)	2 010	7 000	2 238	0,35	8,8	0,35
2	1 950	3 500	1 312	0,67	5,2	0,47
3	1 890	1 750	770	1,26	3,1	0,67
4	1 840	875	451	2,42	1,8	1,04
5	1 780	438	265	4,63	1,1	1,67
6	1 720	219	155	8,89	0,63	2,78
7	1 690 (1 640) ¹⁾	160	122	12,0	0,50	3,51
8	1 620 (1 470) ¹⁾	80	72	22,5	0,29	5,54

¹⁾ För de faktiska värdena för portal och densitet vid mättnad eftersom portalet, $e > 1,5$ och ekvation

$$\phi = \frac{3}{6p/q_f + 1}$$

²⁾ Härledd från konsolideringen i basfallet (0,20 mm) + kryptet från respektive krypberäkning.

³⁾ Den totala buffertjockleken i botten är 500 mm.

tar hänsyn till att kompressibiliteten ökar när svälltrycket minskar, medan en minskad friktionsvinkel med bibehållet svälltryck inte kommer att leda till ökad kompressibilitet. Sättningsarna för de redovisade friktionsvinklarna har av detta skäl räknats om som summan av sättningen för basfallet och krypet från motsvarande krypberäkning (kolumn 7).

Slutsatsen är därför att den förväntade förskjutningen av kapseln i ett deponeringshål till följd av konsolidering och kryp under 100 000 år är mycket liten. De känslighetsanalyser som genomförts med reducerat svälltryck motsvarande lägre densitet eller lägre friktionsvinkel visar också att kapselns förskjutning inte alls är känslig för sådana fenomen eftersom den totala sättningen kommer att vara mindre än några få cm även för en buffertdensitet på 1 500 kg/m³ eller för en friktionsvinkel på 0,3°. Den enda situation då säkerhetsfunktionen kan äventyras är vid förlust av en stor mängd buffert. Om den situationen uppkommer skulle emellertid många av buffertens övriga säkerhetsfunktioner ha gått förlorade långt tidigare.

Homogenisering efter förlust av bentonitmassa

Homogeniseringen av buffert och återfyllning är avgörande för att upprätthålla de säkerhetsfunktioner som rör buffertens och återfyllningens densitet (svälltryck och hydraulisk konduktivitet). Svällningsegenskaperna hos bentonit medför att buffert- och återfyllningsmaterialen sväller och fyller tomrum och kanaler samt att bufferten blir homogenerare. Dessa egenskaper är inte bara betydelsefulla för homogeniseringen av bufferten och återfyllningen efter installationen av bentonitblocken utan även för att begränsa risken för att det ska bildas öppningar i bufferten och återfyllningen på lång sikt. Förutom spalter som förekommer naturligt efter installationen, vilka behandlas i avsnittet om buffertens homogenisering, kan sådana hålrum uppkomma av flera anledningar, vilka summeras nedan:

1. Ett postulerat fall där det antas att bentonitringar saknas.
2. Erosion före förslutning av förvaret som orsakas av inflöde av vatten i deponeringshålen och en deponeringstunnel tills vattenflödet och stora vattentrycksgradienter stoppas av temporära pluggar. Om erosionen är kraftig kan det lokalt bildas stora öppningar där bentonit gått förlorad.
3. Erosion av bentonit under långa tidsrymder med hjälp av vatten från sprickor som skär deponeringshålet eller deponeringstunneln, huvudsakligen orsakad av att bentoniten dispergeras och därefter transporteras bort som kolloider i det sötvatten som trängt in.

Konsekvenserna av erosion före förslutningen av förvaret behandlas i avsnitt 10.2.4.

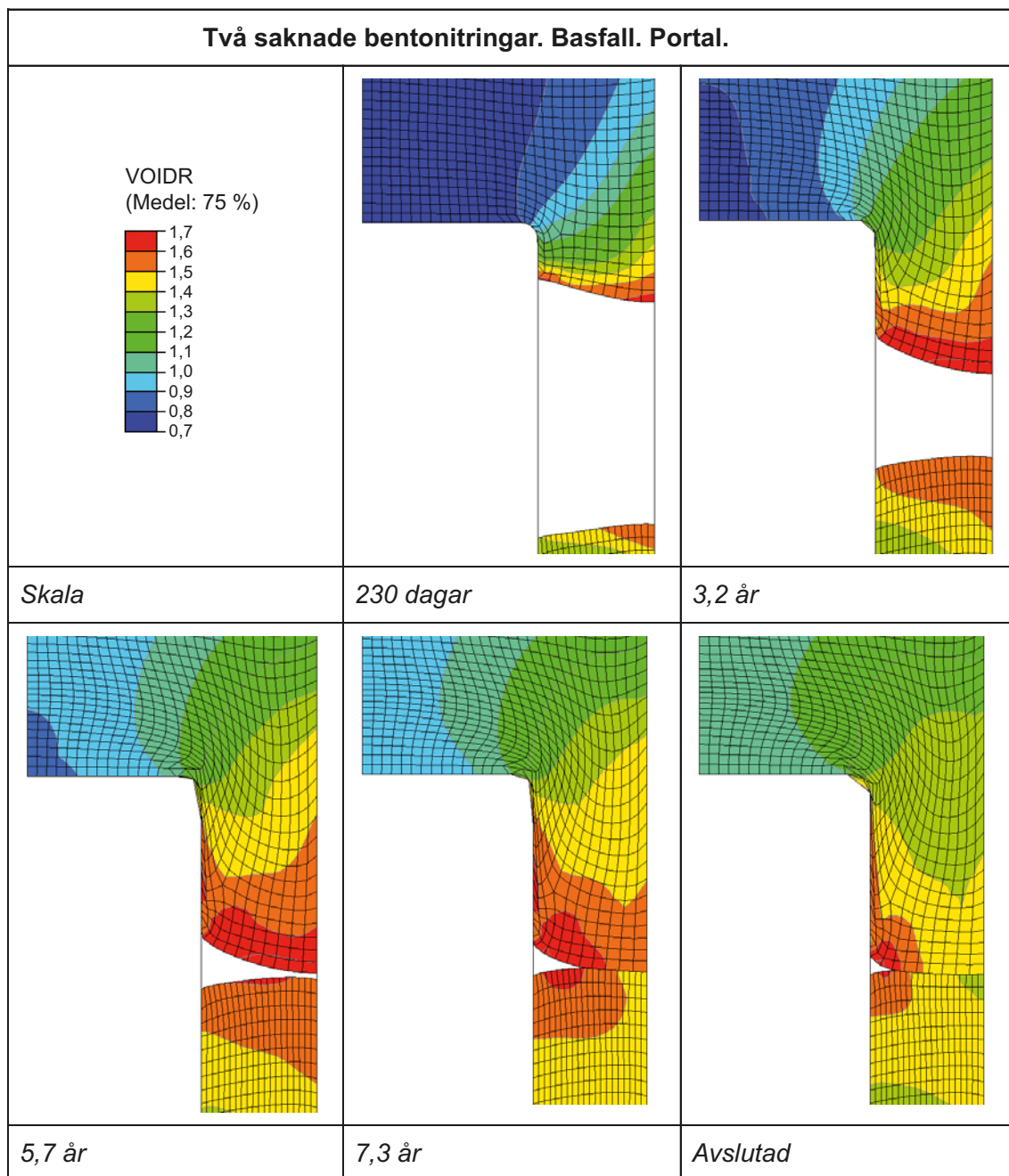
Förlust av buffert

Svällningen och tätningen av bentoniten kan inte ske obehindrat eftersom det finns ett motstånd mot svällning till följd av friktion, både internt i bentoniten och mellan bentoniten och de omgivande orörliga väggarna som utgörs av bergytan och i några fall av kapseln. För att undersöka hur väl buffertmaterialet tätar öppningarna som uppkommer till följd av de nämnda processerna har flera finita elementberäkningar genomförts med programmet Abaqus /Åkesson et al. 2010a/.

Det fall som modellerats representerar antingen en enormt stor förlust av bentonit efter erosion under lång tid eller det **helt och hållet konstruerade** fallet i vilket en till tre bentonitringar vid den övre delen av kapseln saknas. Ringarna är 50 cm tjocka och för beräkningarnas skull antas att de på grund av försummelse inte har installerats. Det här fallet kan även representera en extrem förlust av bentonit genom kolloiderosion. Beräkningarna omfattar fall med 0,5 m, 1,0 m och 1,5 m tomrum. Ytterligare beräkningar genomfördes även för vart och ett av fallen för att undersöka inverkan av friktionen mot berget.

Figur 10-59 visar svällningsförloppet för basfallet (två ringar saknas) under antagandet av en friktionsvinkel på $\phi = 8,69^\circ$. Efter en ganska lång tid är tomrummet nästan helt fyllt med bentonit, men det finns kvar en liten slutlig öppning och portalet är relativt högt (1,7) nära öppningen. Densiteten är så låg att det förväntade svälltrycket kan vara långt mindre än 100 kPa i läget som är närmast kapseln. För ett fall med låg friktion är det lägsta svälltrycket 300 kPa vid kapseln.

Variantfall som motsvarar en, två eller tre saknade bentonitblock analyserades också. Sammanfattningsvis visar analyserna att i fall med förlust av stora mängder bentonit från ett deponeringshål



Figur 10-59. Grafer med portal vid olika tider för basfallet med två saknade ringar /Åkesson et al. 2010a/.

eller där stora mängder bentonit saknas från start sväller den kvarvarande bentoniten och fyller ut det tomma utrymmet. Densiteten och det resulterande svälltrycket kommer emellertid att vara relativt låga på grund av friktionen i bufferten och friktionen mot bergytan. För en vertikal öppning på 50 cm i ett deponeringshål kommer det resulterande svälltrycket i medeltal att vara 0,5–1 MPa i nästan hela det tidigare hålrummet. Om bergytan är slät och den resulterande friktionen mot berget halveras kommer svälltrycket att vara högre än 1 MPa i större delen av det förut tomma utrymmet. För en öppning på 100 cm kommer svälltrycket att vara relativt lågt nära kapseln med ett tryck under 100 kPa, och det kan även finnas kvar en ofylld del, medan fallet med låg friktion ger ett minsta svälltryck som är högre än 300 kPa. Om öppningen är 150 cm kommer en stor volym att ha ett svälltryck under 100 kPa och den kan även vara ofylld. Påverkan av friktionen mellan bentoniten och berget och kapseln är emellertid stor och med en halverad friktion kommer nästan hela öppningen att vara fylld. Homogeniseringen förstärks av bentonitens svällning ovanför och under kapseln, vilket visas genom en jämförelse med resultat från de beräkningar där endast bufferten runt kapseln beaktas.

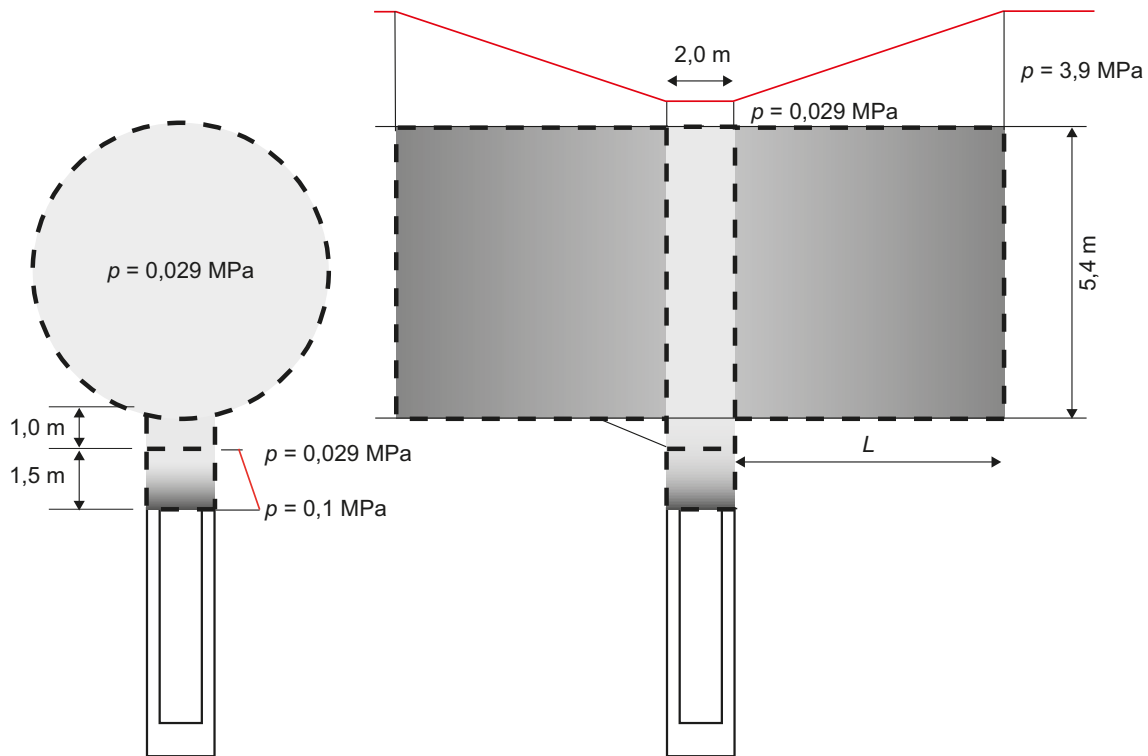
Homogenisering efter förlust av återfyllningsmaterial

Om en skärande spricka löper längs med hela periferin av den återfyllda tunneln kommer inget deponeringshål att förläggas i den positionen, vilket betyder att deponeringshål inte kommer att skäras av sådana sprickor. Det förväntas dock att det kommer att finnas några sådana vattenförande sprickor som skär tunneln nära deponeringshål. Om dessa sprickor är hydrauliskt aktiva kan de utsätta återfyllningen för kolloiderosion. /Åkesson et al. 2010a/ har undersökt hur stor mängd återfyllning som kan försvinna innan buffertens svällning uppåt minskar densiteten i deponeringshålet runt kapseln till en nivå där advektiva förhållanden måste beaktas.

I beräkningarna antas att buffertmaterialet fullständigt har förlorat sin tätningsförmåga när medel-svälltrycket mellan kapseln och berget har sjunkit under 100 kPa, se föregående avsnitt. Eftersom bufferten sväller uppåt in i tunneln där återfyllningen försvunnit, kommer svälltrycket att vara lägre ovanför kapseln än längre ner i deponeringshålet. Kriteriet för förlust av tätningsförmåga kommer därför att vara då svälltrycket ovanpå kapseln är 100 kPa. Framst på grund av friktion mellan bufferten och berget är det troligt att svälltrycket är lägre i hålets öppning än ovanför kapseln. Beräkningarnas syfte var att studera hur stor mängd återfyllning som kan försvinna vid en mängd olika förhållanden, men där ett svälltryck på 100 kPa fortfarande upprätthålls ovanpå kapseln.

Flera beräkningar med olika förutsättningar och geometrier genomfördes för att bestämma den maximalt tillåtna materialförlusten. För ett begränsande fall där återfyllningen förloras direkt ovanför kapseln och över huvud taget ingen homogenisering beaktas kan 25 ton återfyllning förloras innan buffertens svälltryck ovanpå kapseln faller till 100 kPa. Detta fall är fullständigt orealistiskt, eftersom svälltrycket i den kvarvarande bufferten och återfyllningen helt och hållet försummas. Det redovisas endast för att åskådliggöra homogeniseringens och friktionens betydelse.

Figur 10-60 åskådliggör ett fall där både homogeniseringen i tunnelns återfyllning och friktionen i deponeringshålet beaktas. I tabell 10-5 sammanfattas den maximalt tillåtna förlusten av återfyllning för detta fall. Här har homogeniseringen och friktionen i den kvarvarande återfyllningen och friktionen i bufferten beaktats. Avfasningen av deponeringshålets översta del har också beaktats.



Figur 10-60. Det ljusgrå området har förlorat material i sådan omfattning att svälltrycket är 29 kPa. Den successiva övergången från mörkgrått till ljusgrått åskådliggör minskningen i svälltryck och densitet. Variationen i svälltryck i den övre delen av deponeringshålet och i deponeringstunneln visas med röda linjer (härlätt från /Åkesson et al. 2010a/).

Tabell 10-5. Totalt tillåten förlust för fallet som åskådliggörs i figur 10-60.

ϕ (°)	Total förlust (ton)
10	430
20	220
30	150

Detta innebär att avståndet mellan kapseln och återfyllningen förutsätts vara 1,5 m som i figur 5-16 och inte 2,5 m som i figur 10-60. Vidare antas det att friktionsvinkeln är lika stor i bufferten och återfyllningen och att materialförlusten i återfyllningen sker precis ovanför kapseln, samt att återfyllning förloras till en vertikal spricka. Materialförlust längre bort i tunneln eller till en stupande spricka skulle innebära att ytterligare återfyllning kan gå förlorad.

Det är rimligt att anta att friktionsvinkeln kommer att vara omkring 20° för dessa förhållanden, eftersom svälltrycket är lägre än 100 kPa /Börgesson et al. 1995/. Detta innebär att totalt 220 ton återfyllning kan försvinna innan svälltrycket ovanför kapseln sjunkit till 100 kPa.

Förlust av återfyllning till följd av erosion är betydelsefull för buffertens egenskaper i deponeringshålet, men förväntas inte ha någon avgörande betydelse för själva transportegenskaperna. Det kommer att finnas en lokal volym med lågt svälltryck och hög hydraulisk konduktivitet. Huvuddelen av tunnelns volym kommer emellertid inte att påverkas.

Risk för advektiva förhållanden

Advektiva förhållanden i bufferten kan endast uppstå om den hydrauliska konduktiviteten är tillräckligt hög. Buffertens funktionsindikatorer fastlägger att en hydraulisk konduktivitet på 10^{-12} m/s och ett svälltryck på 1 MPa behövs för att advektion i bufferten ska kunna uteslutas. I dessa värden ingår dock vissa säkerhetsmarginaler.

/Neretnieks 2006b/ beräknade de förhållanden under vilka vatten dras in i ett deponeringshål. Hans slutsats var att även för en spricka i berget med en mycket hög flödes hastighet (transmissivitet 10^{-6} m²/s och hydraulisk gradient 0,01) är en konduktivitet hos bufferten på runt $3 \cdot 10^{-6}$ m/s tillräcklig för att förhindra advektion och får vattnet i sprickan att flöda runt bufferten som om den vore ogenomtränglig. Denna konduktivitet motsvarar en torrdensitet långt under 500 kg/m³. För att säkerställa att den självläkande förmågan upprätthålls och att inga kanaler eller rör bildas krävs det även ett visst svälltryck. Det minsta svälltrycket som behövs kommer att vara omkring 100 kPa. Detta baseras på laboratorieförsök i vilka kanalbildning har observerats vid ungefär 60 kPa /Karnland et al. 2006/. Värdet är högst sannolikt fortfarande pessimistiskt, eftersom gradienterna på platsen förväntas vara mycket små. Effekten på den acceptabla materialförlusten kommer dock att vara relativt liten. För att säkerställa att detta gäller för alla förväntade grundvattensammansättningar krävs det en torrdensitet av minst 1 000 kg/m³, se figur 5-14. Detta motsvarar ett portal på 1,75. Som framgår av figur 10-59 är detta krav fortfarande uppfyllt i nästan hela buffertens radiella utsträckning när två hela bentonitringar utelämnas, vilket motsvarar en förlust av 2 400 kg torrmassa.

För det fall när bufferten eroderar genom kolloidfrigörelse kan materialförlusten vara mer lokal jämfört med det fall i vilket hela block utelämnas. Det är då lämpligare att behandla motsvarande gräns för förluster över cirka halva omkretsen, dvs 1 200 kg, vilket även täcker in situationen när förlusten sker närmare kapselns centrum. Detta värde innehåller ett visst mått av pessimism, eftersom homogenisering i den horisontella riktningen försummas. För större massförluster kan dock inte ett tillräckligt högt svälltryck garanteras och advektion i bufferten måste därför beaktas. Detta diskuteras mer ingående för fallet med bufferterrosion i avsnitt 10.3.11.

För fallet då materialförlust huvudsakligen sker i tunneln och endast återfyllningsmaterial går förlorat kan en maximal förlust av 220 ton återfyllning tillåtas innan advektiva förhållanden måste beaktas för bufferten i underliggande deponeringshål. Förlust av återfyllning genom erosion innebär emellertid inte att den hydrauliska konduktiviteten i hela tunneln kommer att påverkas.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Om bufferten och återfyllningen installeras enligt förutsättningarna i referensutförningen kommer buffertens densitet och svälltryck att homogeniseras till ett tillstånd där de relevanta säkerhetsfunktionerna upprätthålls. Modellering av Återtagningsförsöket och jämförelse med mätningar bekräftar att materialmodellen med omättade bentonitblock och den använda beräkningstekniken lämpar sig för modellering av homogeniseringsprocessen. Osäkerheterna rör främst materialmodellerna, som är mycket komplicerade, och parametervärdena. Även om de har verifierats för det endimensionella fallet med svällning och homogenisering av bentonitringarna och bentonitpelletarna mellan kapseln och berget, innehåller det tvådimensionella fallet fler frihetsgrader för variablerna och flera typer av växelverkan, som exempelvis friktionen mellan bentoniten och berget eller kapseln.

Den totala bilden är att buffertens svälltryck och de tillhörande säkerhetsfunktionerna kommer att upprätthållas under buffertens expansion in i återfyllningen för alla tänkbara kombinationer av buffert- och återfyllningsförhållanden. I analysen modelleras bufferten dock som att den är fullständig vattenmättad och homogeniserad från start, vilket kan påverka resultaten så att den modellerade densitetsgradienten mellan kapseln och återfyllningen troligtvis blir större än om en heterogen och omättad buffert modellerats. Mätningar av det mekaniska beteendet för de horisontella kontaktytorna mellan återfyllningsblocken har inte genomförts. Det använda sambandet förutsätter att det finns en spalt på 4 mm som sluts vid ett tryck på 10 MPa, vilket troligtvis är ett pessimistiskt antagande, eftersom det är rimligt att anta att blocken kan utformas och staplas med högre precision. Effekten av att blocken nära sulan kan krossas lokalt ingår inte i modellen, men detta förväntas inte leda till några problem. En annan osäkerhet hänför sig till hur blocken är staplade. Det förutsätts att blocken inte överlappar varandra, vilket betyder att trycket inte kommer att spridas lateralt. Svällningen förväntas bli mindre om blocken staplas med överlapp, som murstenar.

Säkerhetsfunktionen för kapselsjunkning i deponeringshålet kommer att upprätthållas så länge det finns en rimligt stor mängd buffert kvar i deponeringshålet. Den enda situation då säkerhetsfunktionen kan äventyras är vid förlust av en stor mängd buffert. Men om den situationen uppkommer skulle många av buffertens övriga säkerhetsfunktioner ha förlorats tidigare. Dessa fall av buffertförlust analyseras på annat ställe.

När stora mängder bentonit har gått förlorad eller saknas från start sväller bentoniten och fyller ut det tomma utrymmet. Densiteten och det resulterande svälltrycket kommer att bli relativt låga på grund av friktionen i bufferten och friktionen mot bergytan. För en vertikal öppning på 50 cm i ett deponeringshål kommer svälltrycket i medeltal att vara 0,5–1 MPa i nästan hela det tidigare tomma utrymmet. Om bergytan är slät och den resulterande friktionen mot berget halveras kommer svälltrycket att vara högre än 1 MPa i en större del av det förut tomma utrymmet. För en öppning på 100 cm kommer svälltrycket att vara relativt lågt nära kapseln med ett tryck under 100 kPa och det kan även finnas kvar en ofylld del, medan fallet med låg friktion ger ett minsta svälltryck som är högre än 300 kPa. Om öppningen är 150 cm, vilket motsvarar tre saknade bentonitringar, kommer i basfallet en stor volym att ha ett svälltryck under 100 kPa och även vara ofylld. Påverkan av friktionen mellan bentoniten och berget och kapseln är dock stor och med en halverad friktion kommer nästan hela öppningen att vara fylld. Homogeniseringen förstärks av svällningen av bentoniten ovanför eller under kapseln, vilket visas genom en jämförelse med resultat från de beräkningar där den delen av bufferten inte är medtagen.

Advektiva förhållanden i bufferten kan endast uppstå om den hydrauliska konduktiviteten är tillräckligt hög. Buffertens funktionsindikatorer fastlägger att en hydraulisk konduktivitet på 10^{-12} m/s och ett svälltryck på 1 MPa behövs för att advektion i bufferten ska kunna uteslutas. I dessa värden ingår dock vissa säkerhetsmarginaler, men det krävs en torrdensitet på minst 1 000 kg/m³ vilket motsvarar ett portal på 1,75. Detta krav är fortfarande uppfyllt i nästan hela buffertens radiella utsträckning när två hela bentonitringar utelämnas, vilket motsvarar en förlust av 2 400 kg torrmassa.

För det fall när bufferten eroderar genom kolloidfrigörelse, vilket behandlas utförligare i avsnitt 10.3.11, kan massförlusten vara mer lokal jämfört med det fall i vilket hela block utelämnas. Det är då lämpligare att behandla motsvarande gräns för förluster över cirka halva omkretsen, dvs 1 200 kg, vilket även täcker in situationen när förlusten sker närmare kapselns centrum. Detta värde innefattar ett visst mått av pessimism, eftersom homogenisering i den horisontella riktningen försummas.

För fallet med förlust av återfyllningsmaterial kan en maximal förlust av 220 ton tillåtas innan advektiva förhållanden måste beaktas i deponeringshållet. Förlust av återfyllning genom erosion innebär emellertid inte att den hydrauliska konduktiviteten i hela tunneln kommer att påverkas.

10.3.10 Buffertens och återfyllningens kemiska utveckling

Efter deponeringen uppstår en termisk gradient i bufferten till följd av kapselns värmeutveckling. Samtidigt kommer det att uppstå en hydraulisk gradient till följd av sugkraften i de omättade bentonitblocken och det hydrostatiska trycket i det omgivande berget. Efter mättnad och nedkyllning av närområdet kan växelverkan mellan grundvattnet och bentonitbufferten leda till en skiftande fördelning av en del lösta ämnen i bentonitens porvatten såväl som till en omfördelning av accessoriska mineraler och av den utbytbara katjonen.

Tre aspekter måste beaktas vad gäller närområdets geokemiska utveckling:

1. Inverkan av perioden med förhöjd temperatur.
2. Processerna som äger rum då bentoniten mättas.
3. Den vattenmättade bentonitens växelverkan med det lokala grundvattnet.

Inga säkerhetsfunktioner hos bufferten är direkt kopplade till den här utvecklingen, men en utvärdering måste göras för att avgöra om utvecklingen indirekt kan äventyra buffertens säkerhetsfunktioner. Både MX-80 och Ibeco RWC har studerats.

Under perioden då bentoniten mättas (före 10, 100, 1 000 och 2 000 år, beroende på vilken hydrogeologisk modell som används) är advektion av lösta ämnen till bentonitens porvatten den dominerande mekanismen för transport mellan grundvattnet och bufferten. Effekten av lösta ämnens diffusion mellan det inflödande grundvattnet och bentonitens porvatten är försumbar i fallen med snabb vattenmättnad (10 och 100 år). I modellerna med låga mättnadshastigheter (1 000 och 2 000 år) är diffusionens inverkan på de beräknade koncentrationerna under mättnadsperioden betydande. När bentonitbufferten blivit fullständigt mättad är diffusion den enda verksamma mekanismen för att transportera lösta ämnen.

Tabell 10-6 visar vissa kemiska egenskaper hos grundvatten som strömmar genom försvolvolymer under olika klimatförhållanden. Tabellen sammanfattar resultaten som redovisats i avsnitten 10.2.5, 10.3.7 och 10.4.7. Värdena används som randvillkor när buffertens och återfyllningens geokemiska egenskaper utvärderas.

Tabell 10-6. Högsta kloridkoncentration, maximal och minimal Ca/Na-kvot, pH och karbonathalt samt maximal jonstyrka i grundvatten vid Forsmark under alla tidsskeden /Salas et al. 2010/. Positionen för isfrontslägena IFL 0 till V definieras i figur 10-127 och tillhörande text. "a" och "r" står för framryckande (advance) respektive tillbakadragande (retreat) av isen.

	Max Cl (M)	Max Ca/Na	Min Ca/Na	Max pH	Min pH	Max karbonat (M)	Min karbonat (M)	Max jonstyrka (M)
Tempererat (2000 e Kr)	0,345	1,219	0,024	8,05	7,07	0,0025	0,00020	0,47
Tempererat (9000 e Kr)	0,267	1,127	0,050	7,57	6,48	0,0075	0,00026	0,36
Glacialt (IFL IIa)	0,343	1,228	0,600	8,54	6,34	0,0063	0,00026	0,47
Glacialt (IFL Vr)	0,078	1,548	1,023	9,42	6,97	0,0022	0,00008	0,11
Permafrost (innan glaciation påbörjats)	0,099	1,036	0,398	7,01	6,52	0,0067	0,00552	0,14
Täckt med sjövattnet	0,091	1,320	1,200	8,99	7,01	0,0015	0,00006	0,13
Täckt med havsvatten	0,276	1,230	0,024	8,03	7,22	0,0018	0,00019	0,38

Omättat skede och period med förhöjda temperaturer

Under förvarets tempererade period kommer den initialt omättade kompakterade bentoniten efterhand att mättas till följd av det omgivande bergets hydrauliska tryck, se figur 10-61. Även om den huvudsakliga transportmekanismen i den kompakterade bentoniten – som har en låg hydraulisk konduktivitet – är diffusion, kommer advektiv transport att vara viktigare under mättnadsfasen på grund av det kapillärtryck som uppkommer under detta skede.

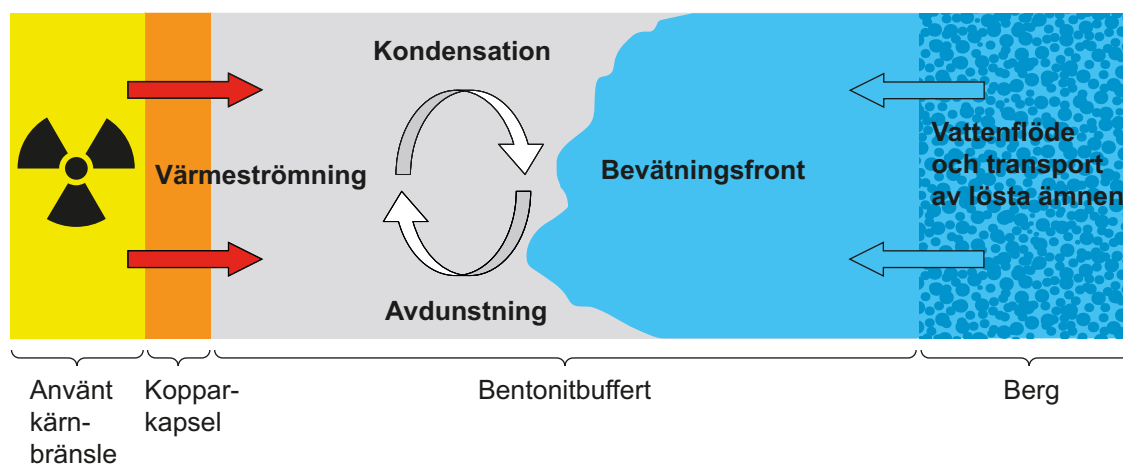
Buffertmaterialet består av montmorillonit och accessoriska mineraler, se tabell 5-10. I förvarets omgivning kan dessa mineraler lösas upp och ibland återutfällas beroende på de rådande förhållandena. /Sena et al. 2010/ har beräknat omfördelningen av accessoriska mineraler under den tidiga förvarsutvecklingen när det finns en termisk gradient, och detaljerna om processerna och mekanismerna i modelleringen ges i referensen. I beräkningarna undersöktes:

1. Mättnadstiden.
2. Flödes hastigheten i en spricka som skär deponeringshålet.

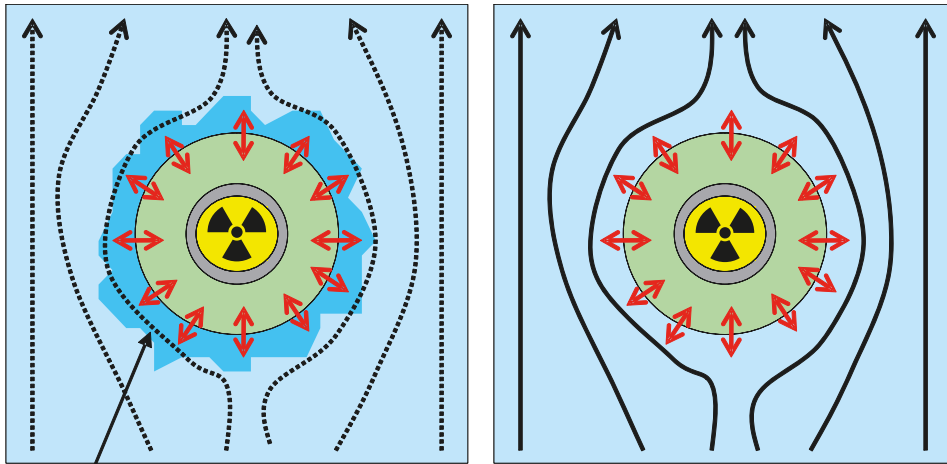
Under ett skede med högre flödes hastighet i sprickan kommer effekten av lösta ämnens diffusion från bentonitens porvatten till graniten, eller vice versa, på de kemiska förhållandena i graniten som omger deponeringshålet snabbt att utjämnas genom tillförseln av opåverkat granitiskt grundvatten. Under dessa förhållanden kommer de geokemiska förändringar som induceras genom de kemiska reaktioner som äger rum i bufferten att begränsas till själva bufferten, eftersom all inverkan av dessa på de kemiska förhållandena i graniten snabbt kommer att omintetgöras genom förnyelsen av granitiskt grundvatten, se figur 10-62. Om det advektiva flödet i sprickan i stället är mycket lågt, kommer diffusion att vara rådande och därför kommer de kemiska och diffusiva processer som äger rum i bufferten att påverka de kemiska förhållandena i sprickan kring deponeringshålet, se figur 10-62.

I beräkningarna har dessa parametrar beaktats oberoende av varandra. En hög flödes hastighet skulle dock inverka på mättnadstiden. Därför har inga kombinationer av kraftiga flöden och lång mättnadstid studerats.

Ca-sulfater finns initialt som en del av MX-80-bentonitens mineralogiska miljö. I början av perioden med förhöjd temperatur faller anhydrit ut i bentonitporerna på grund av temperaturhöjningen, förutom nära buffertens yttre grännsyta där det granitiska grundvattnet (som är omättat med avseende på detta mineral) strömmar in i bufferten. Upplösningen av den primära anhydriten går snabbare i en situation när mättnaden tar kort tid (10 och 100 år i figur 10-63).










Figur 10-61. Skiss över ett vertikalt tvärsnitt av närområdet för ett KBS-3-förvar vilken visar de troliga termohydrauliska och transportprocesser som kommer att äga rum under bentonitbuffertens mättnadsperiod /Sena et al. 2010/.

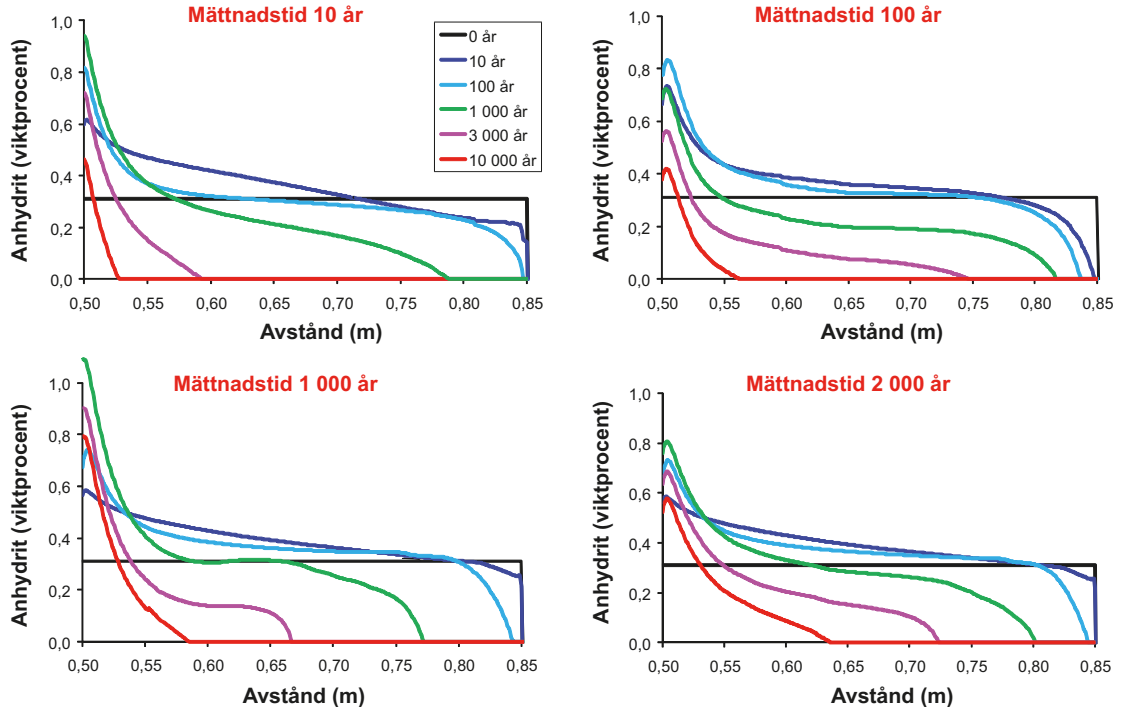


Kemiska förhållanden i sprickan vilka påverkas av diffusiva processer runt deponeringshålet.

Teckenförklaring:

- | | | | |
|--|--------------------|---|---------------------------------|
|  | Sprickplan |  | Lågt advektivt flöde i sprickan |
|  | Bentonit |  | Högt advektivt flöde i sprickan |
|  | Kopparkapsel |  | Diffusivt flöde |
|  | Använt kärnbränsle | | |

Figur 10-62. Skiss över de två olika flödesfallen /Sena et al. 2010/.



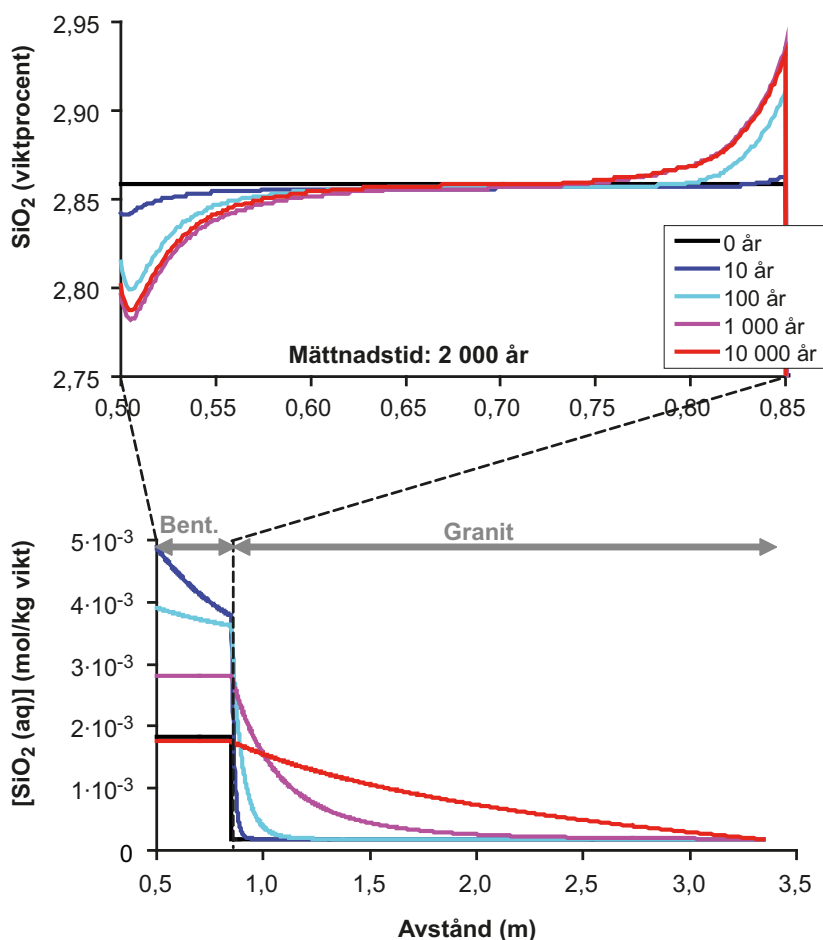
Figur 10-63. Beräknad utveckling av mängden anhydrit i buffert av MX-80-bentonit som funktion av buffertens mättnadstid /Sena et al. 2010/.

Amorf SiO_2 är också ett primärt mineral i MX-80-bentoniten. Bentonitens primära amorfa SiO_2 löses företrädesvis upp nära buffertens inneryta (till vänster i figur 10-64). I fallet med en relativt snabb mättnad (tio år) kommer en mindre mängd amorf SiO_2 även att lösas upp under mättnadsperioden, nära kontaktytan mot graniten. Fram till dess att tio år har gått ökar koncentrationen av $\text{SiO}_2(\text{aq})$ progressivt, både i bentoniten och i graniten, på grund av tillförseln av lösta ämnen i samband med upplösningen av amorf SiO_2 nära systemets varma gränsvyta. Efter tio år minskar koncentrationen av löst SiO_2 på grund av utspädning genom tillflödet av det granitiska grundvattnet, vilket är utarmat på $\text{SiO}_2(\text{aq})$ jämfört med det initiala porvattnet i bentoniten.

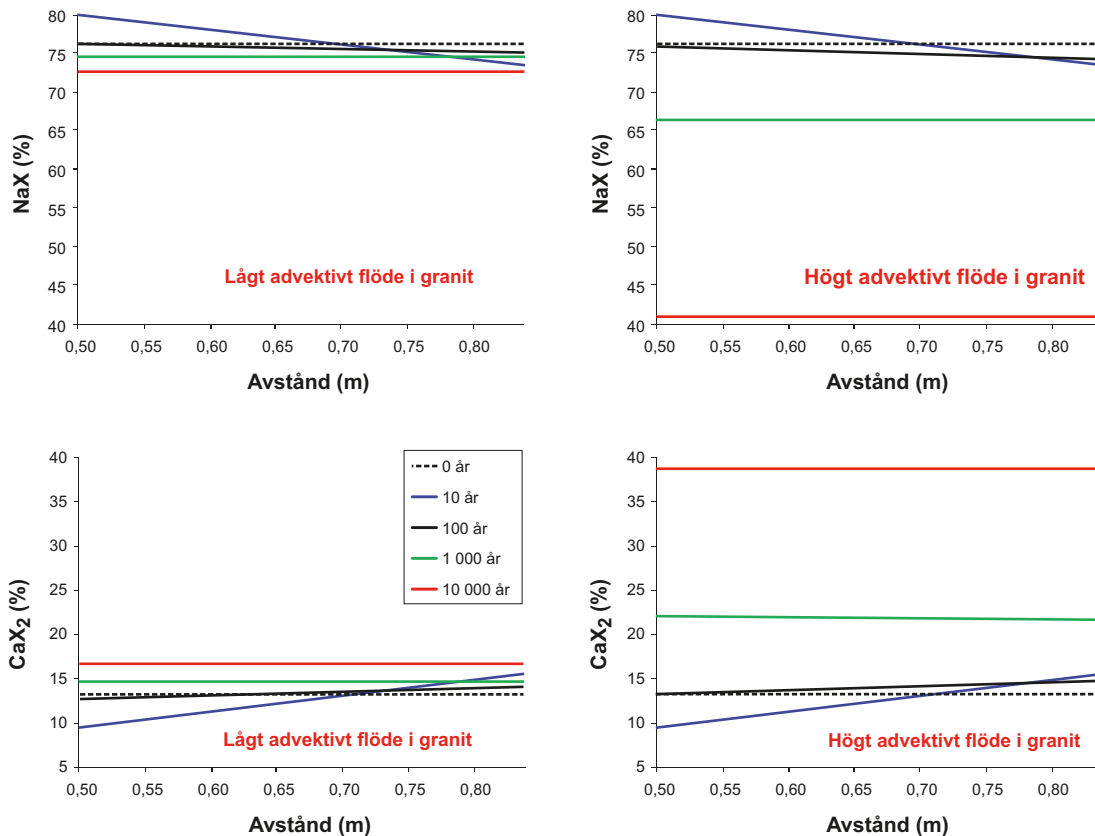
Generellt tyder den beräknade utvecklingen av sammansättningen i montmorillonitjonbytaren i MX-80-bentoniten på att natriumkoncentrationen minskar med tiden till förmån för en ökad grad av kalciumadsorption. Koncentrationen av kalium och magnesium minskar också i montmorillonitjonbytaren. Inom samma fall med advektivt flöde i sprickan som skär deponeringshålet är den beräknade utvecklingen av jonbytarens sammansättning mycket likartad för de olika fallen av bentonitmättnad.

I figur 10-65 visas jämförelsen mellan fallen med litet och stort advektivt flöde i sprickan för en mättnadstid på 10 år. Figuren visar att jonbytarens slutliga sammansättning genomgår mer omfattande förändringar för ett stort advektivt flöde i sprickan än för fallen med ett litet.

De avgörande skillnaderna mellan sammansättningen för Ibeco RWC-bentoniten och sammansättningen för MX-80 är den större förekomsten av kalcium i jonbytaren och förekomsten av relativt stora mängder kalcit och dolomit som kännetecknar den förra. Geokemiskt sett uppvisar de olika bentoniterna ett liknande beteende. Skillnaden är främst relaterad till upplösningen/utfällningen av dolomit och kalcit. I Ibeco RWC löses till en början den primära dolomiten upp och den är helt förbrukad



Figur 10-64. Beräknad utveckling av mängden SiO_2 i den modellerade domänen av MX-80-bentoniten, för en mättnadstid för bentonit på tio år /Sena et al. 2010/.



Figur 10-65. Beräknad utveckling av natrium- och kalciumkoncentrationerna i montmorillonitjonbytare för fallet då MX-80-bentoniten är fullständigt mättad på vatten efter tio år, och för de två scenarierna med advektivt flöde i sprickan (lågt och högt) /Sena et al. 2010/.

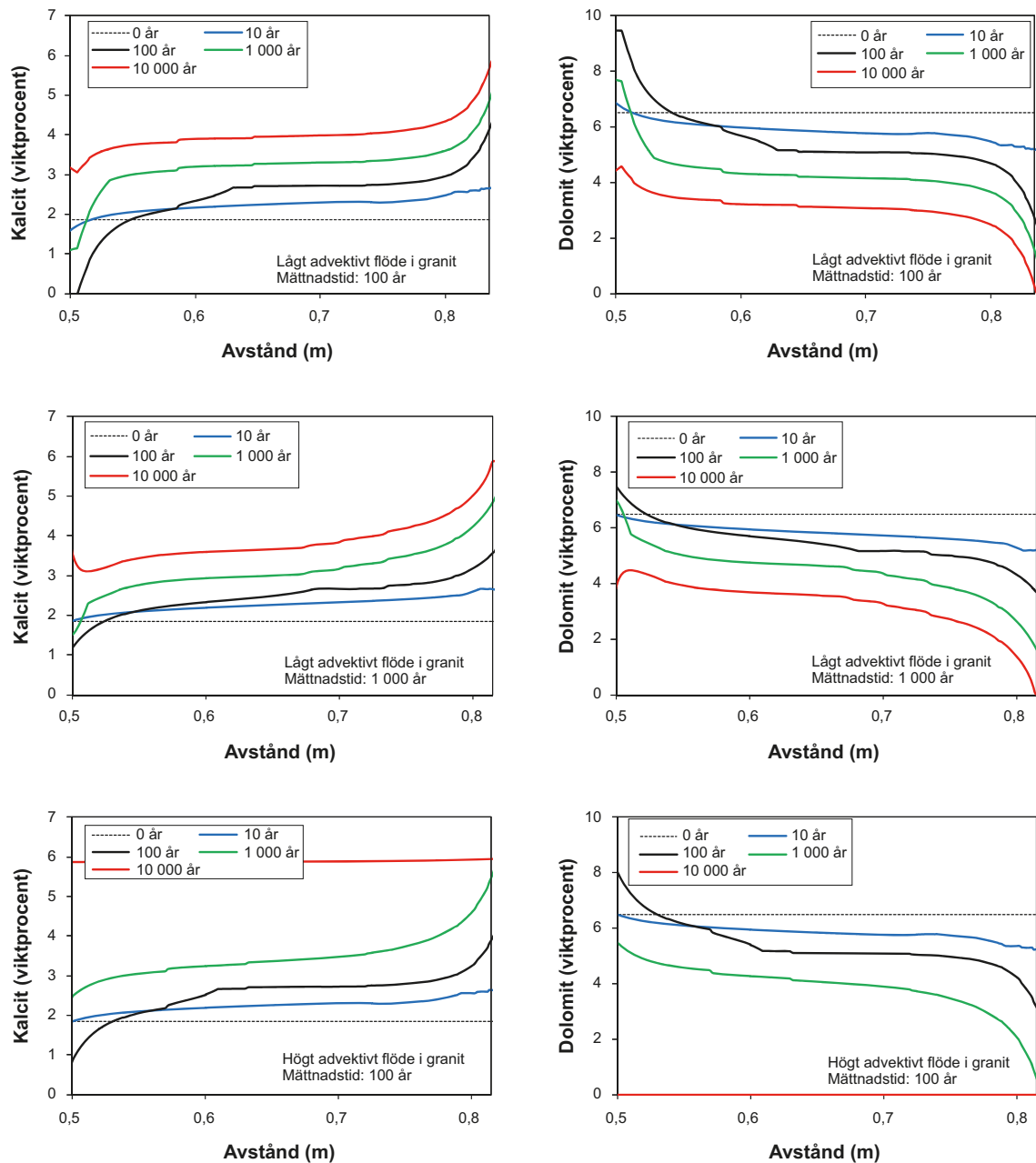
i närheten av buffertens yttre gränssyta efter tusen år, se figur 10-66. I närheten av kopparkapseln fälls dolomit dock ut under den varma perioden, och den löses upp igen under nedkylningsskedet. Mängden dolomit som löses upp och/eller fälls ut är inte starkt beroende av hur snabbt bentoniten vattenmättas. Om höga flödes hastigheter uppstår längs deponeringshålet kan emellertid bentoniten utarmas på dolomit innan 10 000 år har gått, se figur 10-66. I likhet med en process med förlust av dolomit fälls sekundär kalcit ut i Ibeco RWC-bentoniten, se figur 10-66. Kalcitutfällningen styrs av tillförseln av lösta ämnen från upplösning av dolomit. Jonbytesprocessen är i stora drag lik motsvarande process för MX-80. För ett litet flöde i berget kommer jonbytet att vara begränsat, medan jonbytarens slutliga sammansättning kommer att vara lik sammansättningen för MX-80 om flödet är stort.

En slutsats av de numeriska simuleringarna i /Sena et al. 2010/ är att de huvudsakliga mekanismer som styr bentonitens mineralogiska förändringar under perioden med förhöjd temperatur är relaterade till:

- Hur mineralernas lösligheter beror på temperaturutvecklingen i närområdet.
- Transporten av lösta ämnen och massöverföringen mellan grundvattnet som strömmar utefter sprickan och bentonitens porvatten.

Den modellerade utvecklingen av koncentrationerna i bentonitens porvatten styrs av blandningen med det lokala grundvattnet under perioden då bentoniten vattenmättas. Därefter är däremot diffusion av lösta ämnen den dominerande mekanismen. Samtidigt är mineralreaktioner (upplösning och/eller utfällning av anhydrit och karbonat) och katjonbytesreaktioner de centrala mekanismer som styr den långsiktiga geokemiska utvecklingen av bufferten och dess porvatten. Koncentrationsfördelningen för lösta ämnen i det granitiska grundvattnet uppkommer till följd av förhållandet mellan

- Diffusionshastigheten genom gränssytan mellan granit och bentonit.
- Vätskans flödes hastighet utefter sprickan som står i kontakt med deponeringshålet.



Figur 10-66. Beräknad utveckling av mängden kalcit och dolomit i Ibeco RWC-bentoniten (Deponit CA-N) för det fall när mätnad av bentoniten infaller efter hundra och tusen år och för scenarierna med litet och stort advektivt flöde i sprickan /Sena et al. 2010/.

På det här viset blir resultaten väldigt olika för de två beaktade intervallen av grundvattenflöden utefter sprickan som skär deponeringshålet.

- Med låga flödes hastigheter utefter sprickan skiljer sig den slutliga sammansättningen av bentonitens porvatten från grundvattnet vid Forsmark. Sammansättningen av buffertens porvatten kan, till följd av diffusion, förändra sammansättningen av det omgivande granitiska grundvattnet.
- Med höga flödes hastigheter utefter sprickan blir grundvattnets sammansättning i praktiken konstant under den modellerade perioden. Därför bibehålls koncentrationsgradienterna och hastigheterna för diffusiv transport av lösta ämnen. Följaktligen blir den slutliga sammansättningen för bentonitens porvatten lik sammansättningen för grundvattnet i Forsmark.

Den termiska utvecklingen i bufferten förändrar lösligheterna för mineraler (Ca-sulfater, karbonatföreningar och kiseldioxid). Utfällningen och/eller upplösningen av kiseldioxid i bentoniten styrs i

grunden av de löslighetsförändringar som är förknippade med systemets termiska utveckling, varvid bentonitens mineralologiska sammansättning förändras något. Det som främst skiljer de två bentonit-typerna från varandra geokemiskt är karbonatfasernas stabilitet.

Under mättnadsperioden kommer accessoriska mineraler som kalciumsulfater och amorft SiO₂ att lösas upp/fällas ut. Slutsatsen är emellertid att dessa effekter är alltför små för att de ska kunna påverka buffertens funktion på lång sikt.

Mineralomvandling

Buffertens fördelaktiga fysikaliska egenskaper, exempelvis svälltryck och låg hydraulisk konduktivitet, bestäms av bentonitens förmåga att ta upp vatten mellan montmorillonitens mineralskikt (svällning). Montmorillonit kan emellertid omvandlas till andra naturligt förekommande mineraler med samma principiella atomstruktur, men med sämre eller ingen svällningsförmåga då den står i kontakt med grundvatten. Omvandlingsprocesserna omfattar vanligtvis flera grundläggande mekanismer. För de fysikalisk-kemiska förhållanden som förväntas råda i ett förvar kan följande tänkbara mekanismer identifieras:

- samtidig upplösning,
- reduktion/oxidation av järn i mineralstrukturen,
- atomsubstitutioner i mineralstrukturen,
- eliminering av oktaedrisk skikt-laddning med små katjoner,
- utbyte av laddningskompenserande katjoner i mellanskiktet.

Detta behandlas utförligare i **Processrapporten för buffert, återfyllning och förslutning**.

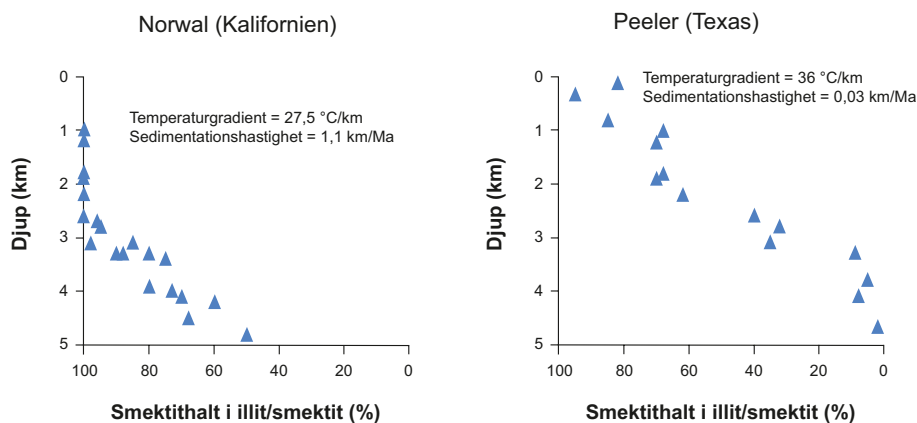
Omvandlingen från smektit (montmorillonit) till illit, som är den vanligaste förändringen som observeras i naturliga sediment, är väl dokumenterad för olika geologiska formationer och har reproducerats under laboratorieförhållanden. De huvudsakliga mineralologiska skillnaderna är att illiterna har en tetraedrisk laddning som är ungefär en enhetsladdning högre och att deras huvudsakliga laddningskompenserande katjon är kalium. Således är kalium nödvändigt för att montmorilloniten ska kunna ombildas till illit. Förenklat kan den fullständiga illitiseringsreaktionen skrivas:



Ett högt smektitinnehåll återfinns vanligtvis i äldre formationer som utsatts för förvarstemperaturer. Till exempel har /Velde och Vasseur 1992/ studerat illitiseringsens tid-temperaturdiagram i sju djupa borrhål i fyra sedimentära bassänger i USA, Japan och Frankrike. I alla borrhål minskade smektitinnehållet normalt med ökat djup, vilket innebär en ökning av både ålder och temperatur, se figur 10-67.

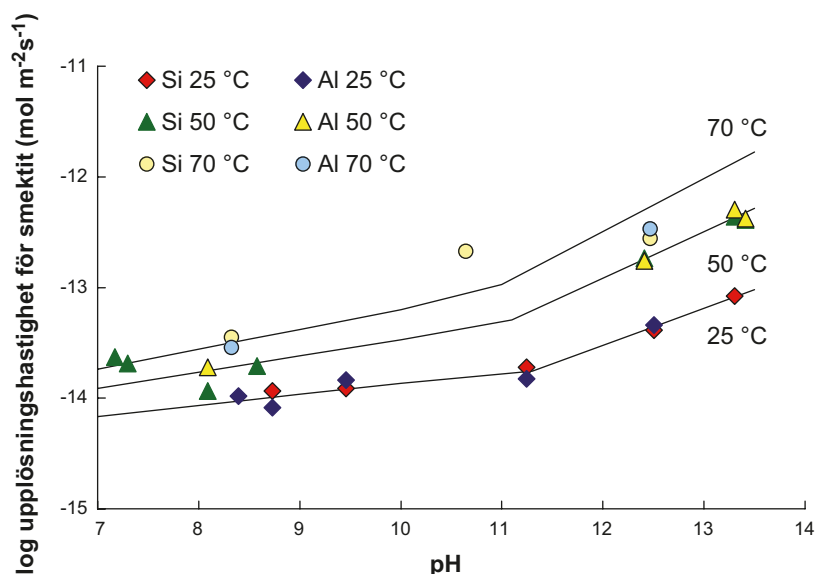
Förutsättningarna för en omvandling finns uppenbarligen i sedimenten. Tid och temperatur är de parametrar som styr processen. En minskning till omkring 60 procent smektit observerades i Norwal-formationen i Kalifornien efter 4,5 miljoner år på ett djup av 5 km, vilket motsvarar en slutlig temperaturökning på över 100 °C. Samma omvandling tog omkring 60 miljoner år på ett djup av 2 km och med en temperaturökning på omkring 70 °C i Peeler-sedimenten i Texas. Reaktionshastigheten vid dessa förvaret relevanta temperaturer är följaktligen mycket långsam jämfört med tidsskalan för ett förvar.

Tillgången på kalium kan också begränsa omvandlingshastigheten. Enligt /Karnland och Birgersson 2006/ krävs det ungefär 850 kg kalium per deponeringshål för att en fullständig omvandling till illit ska kunna ske. Kaliumkoncentrationen i grundvattnet i Forsmark är låg och illitisering skulle ske i mycket begränsad omfattning om grundvattnet var den enda källan. Berggrunden i Forsmark kan emellertid innehålla några procent kalium /Sandström och Stephens 2009/. Detta betyder att tillgången på kalium i berggrunden i deponeringshålets närhet (på någon meters avstånd) är tillräcklig för att hela bufferten ska kunna ombildas till illit. Den avgörande frågan är därför om detta kalium finns tillgängligt för omvandlingsprocessen eller inte. Hastigheten för såväl upplösning av kalium från de granitiska mineralerna som för omvandling av smektit till illit är mycket långsam vid de temperaturer som förväntas råda i närområdet. Därför finns det inget behov av att kvantifiera den här processen. I SR-Site tas ingen hänsyn till att tillgången på kalium kan vara begränsad eftersom buffertomvandling kan uteslutas av andra orsaker.



Figur 10-67. Smektitinnehåll som funktion av djup i material med blandade smektit-illitskikt i två sediment som är representativa för en relativt snabb sedimentationshastighet (vänster) och en långsam sedimentationshastighet (höger). Från /Velde och Vasseur 1992/.

Lösligheten av kiseldioxid är betydligt högre för pH-värden över 9. Den tetraedriskä kiseldioxiden i montmorilloniten når följaktligen jämvikt vid högre koncentrationer då pH-värdet är högre än 9. Diffusivt avlägsnande av kiseldioxid eller utfällning av nya kiseldioxidmineraler leder därigenom till en snabbare ökning av den tetraedriskä skikt-laddningen jämfört med neutrala förhållanden med pH-värden nära 7. Motsvarande koncentrationsökning av laddningskompenserande katjoner leder till en förändrad växelverkan med vatten och därigenom till förändrade tätningsegenskaper. Skikt-laddningen kan uppnå det kritiska värdet för kollaps, vilket leder till att expansionsförmågan helt går förlorad och i princip till samma konsekvenser som för illitiserings. Vid pH 11 beräknas den totala kiseldioxidkoncentrationen vara ungefär 16 gånger högre än vid neutrala pH-förhållanden, och vid pH 12,4, vilket är representativt för fullt utvecklad Portlandcement, är den teoretiska ökningen av den totala lösligheten för kiseldioxid mer än tre storleksordningar större än vid neutrala förhållanden då pH är ungefär 7. Den totala skillnaden i kiseldioxidkoncentration mellan bentonitens porvatten och grundvattnet ökar ungefär med samma faktor, under antagandet att grundvattnet är i jämvikt med kvarts. /Huertas et al. 2005/ har studerat hastigheten för upplösning av smektit som funktion av pH. I grafen i figur 10-68 har logaritmen av upplösningshastigheten avsatts mot pH för 25, 50 och 70 °C. I basiska lösningar ökar smektits upplösningshastighet då pH ökar, med en brantare lutning för pH-värden över 11, vilket verkar vara ett kritiskt värde för smektits upplösning och stabilitet. Slutsatsen från /Huertas et al. 2005/ är att resultaten tyder på att upplösningshastigheten påverkas starkt av pH och temperatur. Den här effekten är speciellt viktig för pH-värden över 11.



Figur 10-68. Experimentella och uppskattade upplösningshastigheter (punkter respektive linjer) /Huertas et al. 2005/.

Effekten av de alkaliska polymererna är speciellt uttalad för vatten i färsk cement och för höga temperaturer. I KBS-3-konceptet kan all form av kontakt mellan cementets porvatten och bentonit uppkomma i kontaktytan mot bottenplattan, pluggen och sprickinjekteringen, där temperaturen är relativt låg och pH begränsat till värden under 11. Bentonitkomponenterna måste därför vara mycket stabilare.

Montmorillonitombildning i ett KBS-3-förvar förutsätts ske i liten omfattning, vilket baseras på följande observationer och argument:

1. Tidsskalan för betydande montmorillonitombildning vid förvarstemperaturer i naturliga sediment är flera storleksordningar längre än perioden med förhöjd temperatur i ett KBS-3-förvar exempelvis /Velde och Vasseur 1992/.
2. Bentonitmaterialet befinner sig i utgångsläget i ett tillstånd nära mineralogisk jämvikt exempelvis /Fritz et al. 1984/.
3. Omvandlingen begränsas av transporthinder /Hökmark et al. 1997/.
4. Alla publicerade kinetiska modeller, baserade både på naturliga analogier och på laboratorieförsök, tyder på att omvandlingshastigheten är mycket låg under förvarsförhållanden exempelvis /Huang et al. 1993/.

Med detta resonemang som grund har två kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer definierats (se även kapitel 8). Så länge den högsta temperaturen är lägre än 100 °C och pH i vattnet i berget är lägre än 11 antas montmorilloniten i bufferten vara stabil under tidsskalan för förvarsanalysen (en miljon år).

I referensutvecklingen antas både pH och temperaturen i bufferten ligga inom de givna gränsvärdena och omvandlingen förväntas inte fortgå till en nivå där den kommer att påverka buffertens egenskaper.

Salthaltseffekter

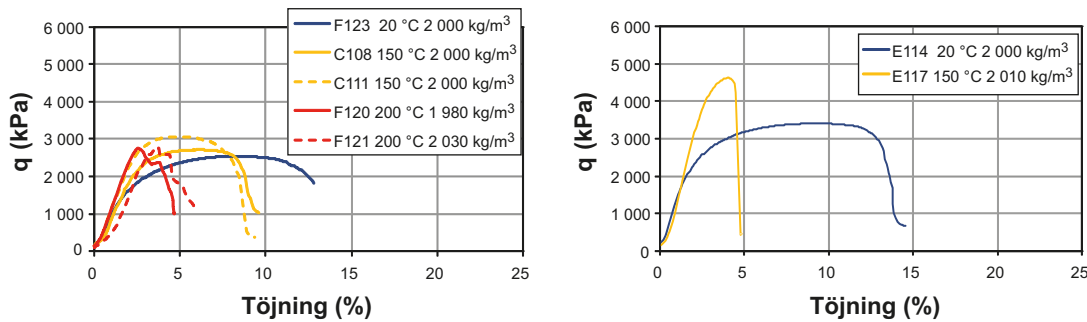
Grundvattnets salthalt påverkar ångtryckskurvan och därigenom vattenmättnadsprocessen. För grundvattnet vid förvarsplatsen i Forsmark är dock effekten försumbar, se tabell 10-6.

Cementering

Termen ”cementering” har ofta använts i ett vidare perspektiv för att beskriva processer som leder till specifika förändringar av buffertmaterialets reologiska egenskaper och svällegenskaper. Flera ganska olika kemiska/mineralogiska och mekaniska grundläggande processer kan tänkas orsaka sådana cementeringseffekter. Ovanstående avsnitt som behandlar de grundläggande processerna och processer som är relaterade till dessa, dvs montmorillonitstabilitet, jonbyte, omvandling av accessoriska mineraler, diffusiv transport osv, är följaktligen mycket relevanta för cementeringsprocessen. Det finns två större osäkerhetsfaktorer vad gäller cementeringens påverkan på bentonitbufferten. En av dessa är förhöjd hydraulisk konduktivitet och den andra är förhöjd skjuvhållfasthet. Detta behandlas utförligare i **Processrapporten för buffert, återfyllning och förslutning**.

Som beskrivits tidigare i det här avsnittet finns det ingen anledning att tro att bufferten skulle förändras mineralogiskt på ett sätt som leder till några större förändringar av de mekaniska och hydrauliska egenskaperna under tidsskalan för analysen. Den omfördelning av lösliga accessoriska mineraler som beräknats i föregående avsnitt är relativt begränsad och förväntas inte ha någon större inverkan på buffertegenskaperna. Flera försöksresultat visar emellertid att bentonitens mekaniska egenskaper kan förändras om materialet utsätts för en förhöjd temperatur i mättat tillstånd /Dueck 2010/. Detta observeras både i fältförsök som pågår under flera år och i laboratorieförsök under 24 timmar. Den högsta deviatoriska spänningen q_{max} (kPa) och motsvarande töjning ε (procent) uppmättes på främst ostörda prov som funktion av bulkdensitet ρ (kg/m³) för flera olika förhållanden.

Figur 10-69 visar temperaturens inverkan på sambandet mellan spänning och töjning för de två referensbentoniterna, för en mättad densitet på omkring 2 000 kg/m³. En tendens för ökad deviatorisk spänning vid brott med ökande temperatur kan observeras både för MX-80 och för Ibeco RWC (Deponit CA-N). Resultatet av temperaturens inverkan är dock av samma storleksordning som skillnaden mellan de två bentoniterna. Töjningen är ungefär lika stor för MX-80 och Ibeco RWC (Deponit CA-N) vid samma densitet för en godtycklig temperatur.



Figur 10-69. Temperaturens inverkan på sambandet mellan spänning och töjning för MX-80 (till vänster) och Ibeco RWC (till höger) med en densitet på omkring 2 000 kg/m³ /Dueck 2010/.

Viktiga observationer från /Dueck 2010/ är att temperaturens inverkan på bentonitens spännings-töjningsbeteende kan ses efter bara några timmars exponering och att malning och kompaktering på nytt efter uppvärmning återställde det ursprungliga brottbeteendet. Det är uppenbart att en förhöjd temperatur kommer att inverka på bentonitens mekaniska egenskaper. Anledningen till detta är fortfarande inte känd. Effekten är inte speciellt uttalad ens vid 150 °C och verkar inte tillta med tiden. Men den här effekten måste beaktas i utvärderingen av skjuvlast på kapseln.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

- De geokemiska förändringarna i bufferten under perioden med mättnad och termiska gradienter är små och anses inte ha någon signifikant inverkan på buffertens funktion på lång sikt.
- I referensutvecklingen antas både pH och temperaturen i bufferten ligga inom de givna gränsvärdena och mineralomvandlingen förväntas inte fortgå till en nivå där den kommer att påverka buffertens egenskaper.
- Grundvattnets salthalt påverkar ångtryckskurvan och därigenom vattenmättnadsprocessen, men för grundvattnet vid Forsmark är effekten försumbar.
- En förhöjd temperatur kommer att påverka bentonitens mekaniska egenskaper, men effekten är inte speciellt uttalad ens vid 150 °C och verkar inte tillta med tiden. Effekten måste emellertid beaktas i utvärderingen av skjuvlast på kapseln, se avsnitt 10.4.5.

10.3.11 Frigörelse av kolloider från buffert och återfyllning

Omfattande studier av processen frigörelse av kolloider har nyligen genomförts. En sammanfattning av studierna och en motivering till hanteringen av processen finns i **Processrapporten för buffert, återfyllning och förslutning**. Beskrivningen av bakgrunden till och utvecklingen av en kvantitativ modell ges i /Neretnieks et al. 2009/.

Upptaget av vatten och den resulterande svällningen av bentonitbufferten förhindras av deponeringshålets väggar, och ett svälltryck utvecklas i bentoniten. Om sprickor skär deponeringshålet finns det inte några fasta hinder för svällning överallt. Lokalt fortsätter då svällningen in i sprickorna tills jämvikt eller stationära förhållanden uppnås. Denna fria svällning kan leda till att enskilda montmorillonitskikt separeras (dispergeras) och att en del av bufferten därigenom kan transporteras bort med grundvattnet. Detta skulle få en direkt påverkan på säkerhetsfunktionerna Buff1, Buff2 och Buff5.

Den maximala fria svällningen av bentonit beror starkt på laddning och koncentration av jonerna i skikt mellanrummen. För låga koncentrationer av lösta ämnen i grundvattnet kan avståndet mellan de enskilda montmorillonitskikten öka så mycket att systemet lera/vatten får en kolloidal karaktär, dvs enskilda eller små grupper av montmorillonitskikt uppträder som separata kolloidala partiklar.

Förhållanden under vilka kolloider kan frigöras

För enkla modellsystem som bland annat laddade sfärer eller långsträckta parallella plana laddade ytor är det enkelt att definiera konceptet kritisk koaguleringskoncentration (CCC) inom ramen för

DLVO-teorin (Derjaguin och Landau, Verwey och Overbeek) som den salt-/elektrolytkoncentration då energibarriären för aggregation av partiklar närmar sig noll exempelvis /Evans och Wennerström 1999/. Vid CCC och högre saltkoncentrationer dominerar de attraherande van der Waals-krafterna systemet och kolloidala partiklar kommer att hållas ihop och inte dispergeras spontant. Ett CCC-värde kan bestämmas för envärda system och användas som en pessimistisk koncentrationsgräns för spontan bildning av en dispersion. Faktorer som styr detta är koncentrationen och skikt-laddningen hos montmorillonit. För system med endast tvåvärda motjoner gäller inte CCC-konceptet strikt, och CCC kan betraktas vara noll, dvs inget överskott på joner behövs för att förhindra bildning av kolloidala partiklar, vilket visats experimentellt i exempelvis /Birgersson et al. 2009/ och med utgångspunkt från teoretiska resonemang av /Kjellander et al. 1988/. För ett blandat system med både envärda och tvåvärda motjoner måste hänsyn även tas till jonbytesjämvikt /Kahn 1958/. Således kan inte en CCC-koncentration avseende Ca^{2+} definieras för Na-montmorillonit, eftersom ett sådant värde inte existerar.

Baserat på de experimentella studierna av /Birgersson et al. 2009/ anses vatten med större katjoninnehåll än 2–4 mM laddningsekvivalenter kunna förhindra uppkomsten av en dispersion, förutsatt att kalciuminnehållet i montmorilloniten är större än 20 procent, oberoende av montmorillonittyp. I SR-Site väljs den övre gränsen på 4 mM som en pessimistisk gräns. Detta kriterium stämmer också överens med rapporterade mängder av kalciumsalter som behövs för att Na-montmorilloniter, som initialt bara bestå av ett jonslag, ska koagulera /Swartzen-Allen och Matijević 1976, Hetzel och Doner 1993, Lagaly och Ziesmer 2003/ I jämvikt med vatten med en sammansättning typisk för Forsmark förväntas bentoniten ha ungefär lika stor mängd kalcium- och natriumjoner i jonbytare. Jonbytesprocesser under förvarsutvecklingen kan förändra innehållet av motjoner i jämförelse med initialtillståndet. Detta diskuteras utförligare i avsnitt 10.3.12.

Kvantifiering av buffertförlust

Figur 10-70 visar en spricka som skär ett deponeringshål som är fyllt med kompakterad bentonit. När bentoniten tar upp vatten sväller den ut i sprickan. Den har ett mycket högt svälltryck när den är kraftigt kompakterad, men svälltrycket sjunker om bentonitens densitet blir lägre.

Smektitpartiklarna dras med och förs in i vattnet som sipprar i sprickan av de olika krafterna som verkar på partiklarna. Om porvattenkoncentrationen är lägre än 4 mM laddningsekvivalenter kan partiklarna i gränsytan mellan bentonit och vatten svälla/diffundera in i det flödande vattnet och föras bort. Det finns även en region där gelen/dispersionen har en så låg partikelkoncentration att den bara är en aning mer viskös än vatten och därför kan flyta bort.

Förlusten av partiklar påverkas således av både partikeldiffusionen och den utspädda gelens/dispersionens advektiva flöde. För båda mekanismerna kommer flödeshastigheten för vatten och gel i sprickan att bestämma den totala förlusthastigheten.

En DLVO-baserad kraftbalansmodell för sfäriska kolloider /Petsev et al. 1993/ har anpassats till parallella lerskikt /Liu et al. 2009, Neretnieks et al. 2009/ och används för att beräkna svällningen av Na-montmorillonit in i sprickor fyllda med vatten med låg jonstyrka. I kraftbalansmodellen utnyttjas DLVO-teorin för att beskriva svälltrycket och ett Kozeny-Karman-liknande uttryck som anpassats till försöksresultat för att beskriva hydraulisk konduktivitet. Modellen har justerats och testats mot experiment avseende fri svällning med resultat som erhållits med magnetresonanskamera (MRI, magnetic resonance imaging) /Dvinskikh et al. 2009/. Advektiv förlust av montmorillonit modelleras genom att kraftbalansmodellen för svällning kombineras med en viskositetsmodell för den repellerande montmorillonitgelen och Darcyekvationen för tvådimensionellt flöde i en spricka som skär deponeringshålet.

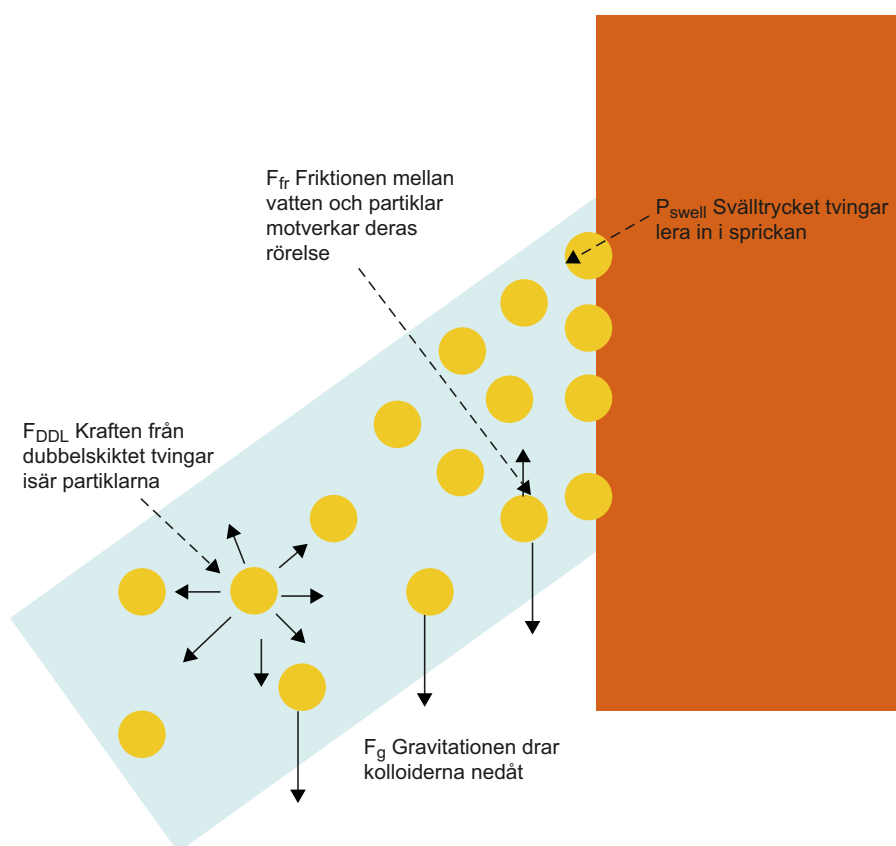
Modelleringsresultaten för olika vattenhastigheter i en spricka med en öppning på 1 mm visas i tabell 10-7. ”Inträngning i spricka” anger den position där den smektitiska gelen når gränsytan mellan gel och vatten och från vilken smektit kan föras bort. Detta åskådliggörs i figur 10-71. Den transienta expansionen beaktas inte. Det påvisas att hastigheten för montmorillonitens frigörelse, R_{Erosion} , är proportionell mot vattenhastigheten, v , upphöjd till 0,41 och direkt proportionell mot aperturen, δ , enligt

$$R_{\text{Erosion}} = A \cdot \delta \cdot v^{0,41}$$

där $A = 27,2$ är en konstant som ger förlusthastigheten i kg/år när vattnets hastighet uttrycks i m/år och aperturen uttrycks i meter.

Modellen förutsätter att bentoniten endast består av montmorillonit som ombildats till en ren Na-form och att buffertens porvatten antas vara utarmat på Ca^{2+} -joner i gränsytan mellan sprickan och bufferten. Detta betyder att Ca^{2+} -joner som förhindrar dispersionsbildning inte kommer att tillföras från bufferten.

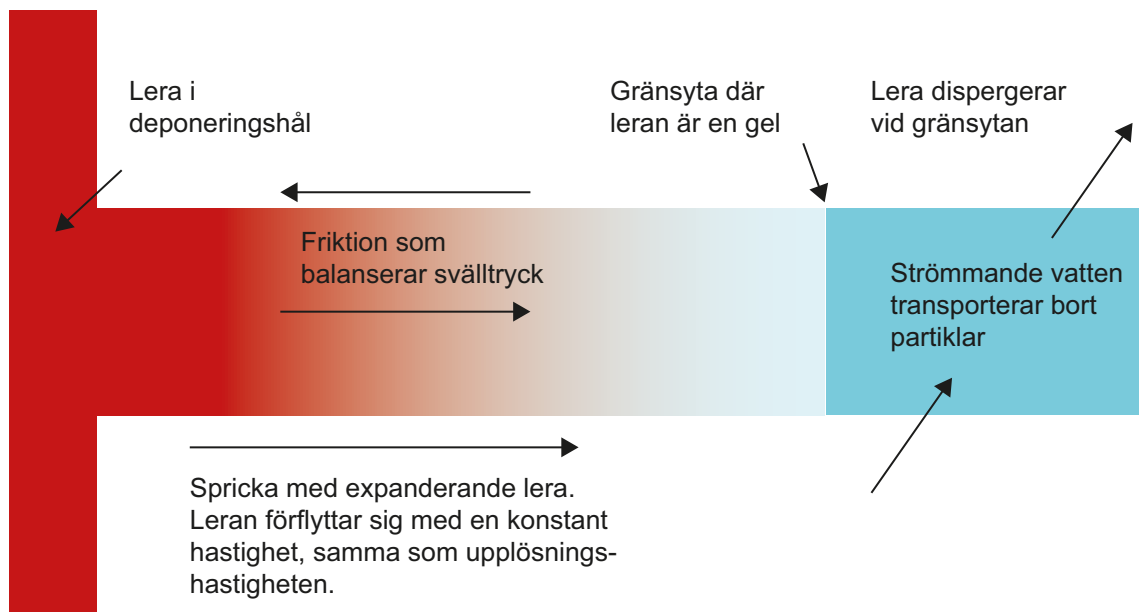
Förlust av bentonitmaterial på grund av kolloidfrigörelse kan minskas betydligt, eller till och med stoppas, med rumsliga begränsningar och filtreringseffekter. Resultat från laboratorieförsök har visat att montmorillonitpartiklar helt kan förhindras från att tränga igenom filter med porstorlekar som är mindre än $0,5 \mu\text{m}$. Porstorlekar på $2 \mu\text{m}$ eller större begränsar inte förlusten nämnvärt. Det kan möjligtvis finnas en självläkande effekt till följd av att sprickor sätts igen av accessoriska mineraler med skiftande partikelstorlekar.



Figur 10-70. Schematisk illustration av krafter som verkar på bentoniten i ett deponeringshål och i en spricka (diffusa dubbelskiktet, van der Waals-krafter (visas inte), friktion i vatten och gravitationskrafter) baserat på /Neretnieks et al. 2009/. Friktionskrafter mot sprickytan visas inte.

Tabell 10-7. Förlust av smektit med advektivt flöde /Neretnieks et al. 2009/.

Vattenhastighet, [m/år]	Hastighet för frigörelse av smektit för 1 mm sprickapertur, [g/år]	Inträngning i sprickans mitt, [m]
0,10	11	34,6
0,32	16	18,5
0,95	26	11,5
3,15	43	7,0
31,50	117	2,1
315,00	292	0,5



Figur 10-71. Lera som sväller in i en spricka. Lera dispergeras i grundvattnet och förs bort av vattnet /Liu and Neretnieks 2006/.

Förlopp som leder till advektion i bufferten

En förlust av 1 200 kg buffert eller 220 000 kg återfyllningsmaterial från en deponeringsposition kommer, vilket har diskuterats i avsnitt 10.3.9, att leda till fall där advektiv transport i bufferten måste beaktas (förlust av diffusionsbarriären). Hastigheten med vilken förlusten äger rum kan beräknas med den modell som beskrivs av /Neretnieks et al. 2009/ och som har diskuterats ovan. Den information som behövs för varje deponeringsposition är:

- Hur lång tid förhållandena med en grundvattensammansättning motsvarande en positiv laddning lägre än 4 mM varar, vilket innebär att grundvattensammansättningen måste bestämmas, i synnerhet koncentrationerna av Na^+ och Ca^{2+} .
- Vattnets hastighet kring ett deponeringshål/en deponeringstunnel.
- Sprickaperturens storlek.

Enligt den slutsats som drogs i avsnitt 10.3.6 kan grundvattnets jonstyrka $\Sigma q[M^{q+}]$ bli lägre än 4 mM laddningsekvivalenter, dvs att säkerhetsindikatorkriteriet R1c inte är uppfyllt, för typiskt en procent av deponeringshålen under de senare delarna av den tempererade perioden. Detta innebär att kolloider kan frigöras från dessa hål och från deponeringshål, som ligger under sektioner av återfyllningen som förlorar sin densitet – om det finns några sådana.

Observera att den mekaniska modell (se avsnitt 10.3.9) som används för att bestämma förlusten av buffert och återfyllning i analyserna av svällningsperioden med avsikt inte stämmer överens med den modell som används för förlusthastigheten och som presenteras i detta avsnitt. Den mekaniska modellen i avsnitt 10.3.9 bygger på buffert- och återfyllningsdata som bestämts för förhållanden då grundvattnets jonstyrka, $\Sigma q[M^{q+}]$, är högre än 4 mM laddningsekvivalenter och svällningen kommer då att vara begränsad, huvudsakligen beroende på friktion. Modellen som används för förlusthastigheten är i stället baserad på en situation där $\Sigma q[M^{q+}]$ är lägre än 4 mM laddningsekvivalenter och då kommer svällningen att vara tillräcklig för att kolloidala partiklar ska frigöras. Om denna senare modell ska användas för homogeniseringen i deponeringshålet/deponeringstunneln skulle den acceptabla materialförlusten vara högre. Det går att hitta argument som stöder detta, eftersom erosionen endast äger rum under utspädda förhållanden. I SR-Site har dock de mer pessimistiska värdena för maximal materialförlust från den mekaniska modellen genomgående använts i säkerhetsanalysen. En viktig anledning till att göra på detta sätt är att de tidsmässiga variationerna i grundvattensammansättningen kommer att leda till att sammansättningen av buffertens porvatten varierar i både tid och rum. Sådana variationer är svåra att ta hänsyn till på ett strikt sätt i dessa analyser, förutom genom det använda pessimistiska förhållningssättet.

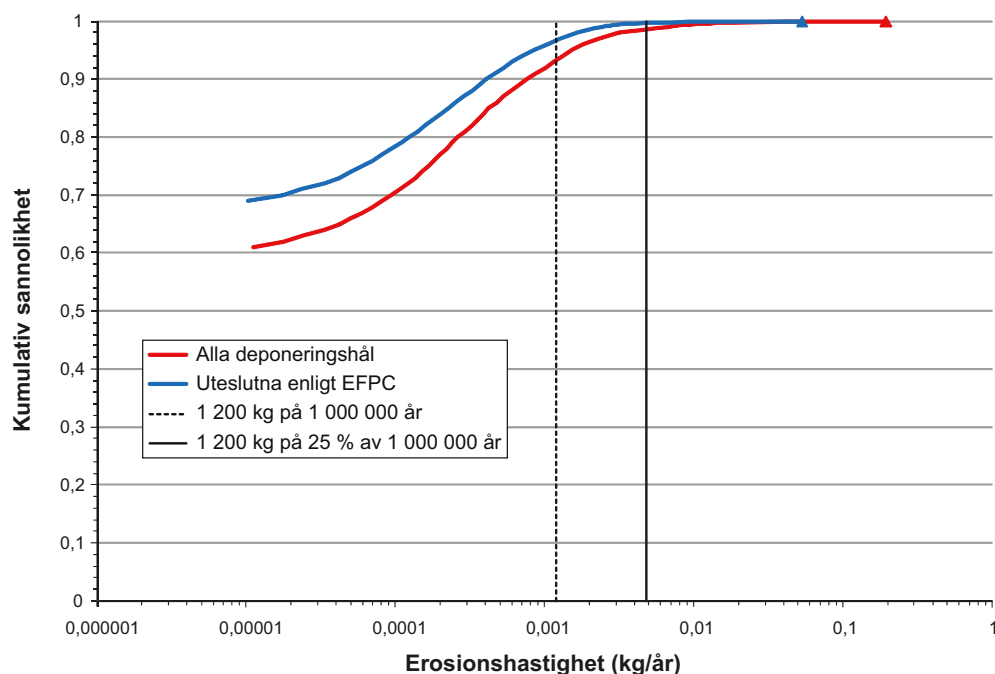
Med modelleringsmetoden som beskrivits ovan och flödes hastigheterna från de semikorrelerade basfallet för den hydrogeologiska DFN-modellen (se avsnitt 10.3.6) blir resultatet den fördelning av erosionshastigheter som visas i figur 10-72. Figuren visar även hur många hål som har advektiva förhållanden i bufferten, dvs hål som har förlorat mer än 1 200 kg buffert. Det står klart att endast ett mindre antal deponeringshål kommer att uppnå advektiva förhållanden, även efter en miljon år. Med EFPC för sovring av deponeringshål och under antagandet att utspädda förhållanden råder under i 25 procent av tiden, kommer advektiva förhållanden att uppnås i 23 deponeringshål. Dessutom, vilket angivits i avsnitt 10.3.6, är det troligt att utspädda förhållanden uppkommit i typiskt endast en procent av deponeringspositionerna efter 10 000 år av den inledande tempererade perioden. Det är även troligt, vilket kommer att visas i avsnitt 10.4.6, att utspädda förhållanden kommer att uppkomma i färre än 2 procent av deponeringspositionerna under en glaciationscykel, och dessa förhållanden kommer endast att råda under en bråkdel av tiden. Givet den långsamma bufferterosionshastigheten förväntas inte några hål uppnå advektiva förhållanden under den inledande tempererade perioden.

Ovanstående uttryck för $R_{Erosion}$ gäller när gränsskiktet mellan gelen och dispersionen finns i den transmissiva sprickan. Vid omfattande erosion som resulterat i att en dispersionsfylld hålighet bildats i deponeringshålet uttrycks erosionshastigheten mer korrekt som

$$R_{Erosion} = q \cdot C_{Clay}$$

där q är det volymetriska flödet genom deponeringshålets hålighet och C_{Clay} är koncentrationen av lerpartiklar i håligheten, vilket gäller för de flesta flödes hastigheter som hanteras här. Uttrycket är detsamma som det som används för utbytet av ett löst ämne i ett deponeringshål med en hålighet, se /Neretnieks 2006b/ för mer information. Detta är en betydligt högre erosionshastighet än i fallet då frigörelsen till grundvattnet sker i sprickan. Den kritiska frågan som måste utredas är när advektiva förhållanden uppkommer i deponeringshålet, medan erosionens fortsatta utveckling är av underordnad betydelse. Därför behandlas utvecklingen som följer efter den situation då en hålighet har uppkommit inte ytterligare här.

Utförligare analyser av erosionens omfattning, inklusive studier av känslighet för flera osäkerhetsfaktorer, ges i scenariot för buffertadvektion, se avsnitt 12.2. Fullständig dokumentation över samtliga beräkningar av bufferterosion/kolloidfrigörelse och kapselkorrosion återfinns i /SKB 2010d/.



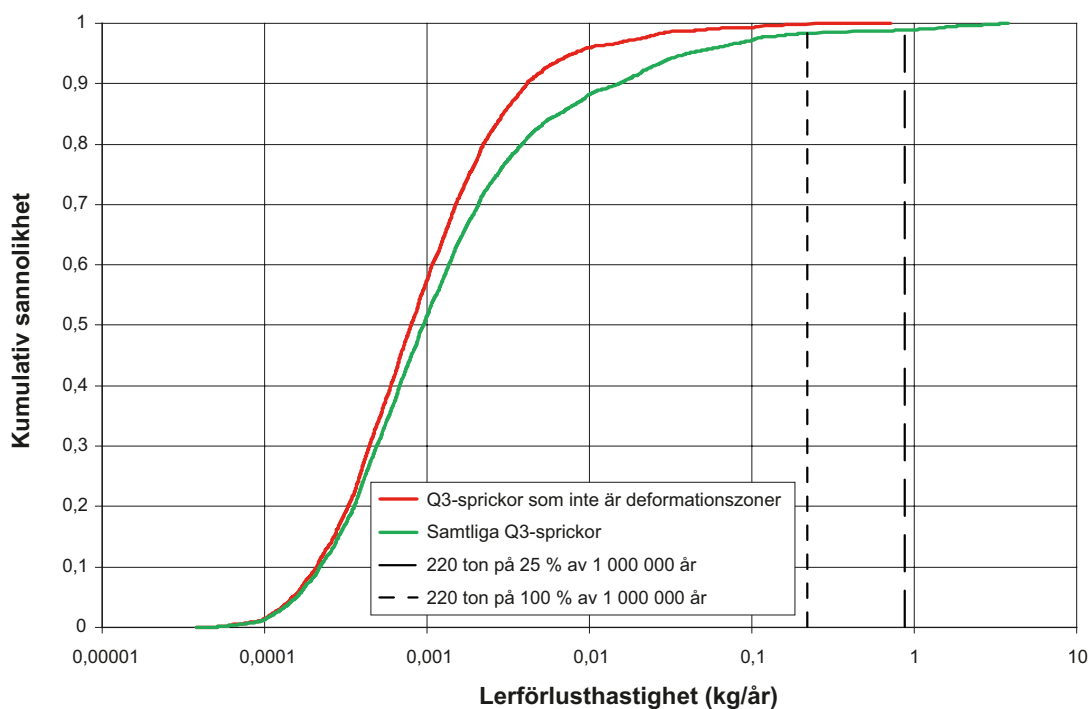
Figur 10-72. Fördelning av erosionshastigheter för det semikorrelerade basfallet för den hydrogeologiska DFN-modellen, med EFPC för sovring, för alla deponeringshål. De erosionshastigheter som krävs för att uppnå advektiva förhållanden i ett deponeringshål visas som vertikala linjer, för ständigt utspädda förhållanden (streckade linjer) och för utspädda förhållanden under 25 procent av tiden (heldragna linjer) i alla deponeringshål. Endast en bråkdelens procent av deponeringshålen förväntas genomgå perioder med utspädda förhållanden under den inledande tempererade perioden.

Erosion av återfyllningen i deponeringstunnlar

Erosionshastigheten för återfyllningen i deponeringstunnlar beräknades med samma modell som används för buffererosion med följande modifiering: förlusthastigheten ökas med en faktor två för att ta hänsyn till den större diametern för gränssytan mellan sprickan och tunneln (diameter 5 m) jämfört med deponeringshålet (diameter 1,75 m). Alltså får hastigheten ett diameterberoende som växer långsammare än linjärt /Moreno et al. 2010/.

Data för sprickaperturer och Darcyflöde hämtades från resultaten av den hydrogeologiska beräkningen (se avsnitt 10.3.6) för det semikorrelerade fallet utan skadad zon, för att säkerställa att analysen endast inbegriper ”sanna” tunnelskärande sprickor. Vattenhastigheter togs fram från Darcyflödena med samma procedurer som används för buffererosion /Joyce et al. 2010/. Resultaten från hydroanalyserna ger storlekarna på sprickaperturerna och flödeshastigheterna för strukturer där partiklar som frigörs i deponeringstunnlarna omedelbart ovanför varje deponeringshål försvinner in i berget. Flera av dessa strukturer är i själva verket deformationszoner som skär tunnelsystemet på långt avstånd från alla deponeringspositioner. Sådana data bör således uteslutas från analysen när syftet är att utreda om tunnelerosion kan inverka på förhållandena nära ett deponeringshål.

Resultatet av beräkningen visas i figur 10-73. Ingen av de tunnelskärande enskilda sprickorna kommer att leda till erosion i sådan omfattning att kriteriet inte upprätthålls, dvs att mer än 220 ton förloras under en miljon år om erosion äger rum under 25 procent av tidsperioden. För ett fåtal positioner där partiklar försvinner till en deformationszon kan eventuellt mer än 220 ton förloras, men detta är inte relevant för kapselns integritet. För ett orealistiskt, gränssättande fall då erosion äger rum under 100 procent av tiden förloras lite mer än precis 220 ton i fem enskilda tunnelskärande sprickor under en miljon år. Förlusten av 220 ton återfyllning tyder på att advektiva förhållanden inte kan uteslutas i deponeringshålen närmast den tunnelskärande sprickan. Med tanke på att kapselkorrosion är en process som behöver pågå flera hundra tusen år för att åstadkomma ett brott på kapselns inneslutning när advektiva förhållanden med höga sulfidkoncentrationer råder, och att 220 ton tunnelåterfyllning förloras i endast fem positioner med det orealistiska, gränssättande antagandet om erosion under 100 procent av tidsperioden, kan bidraget från förlust av återfyllning i deponeringstunnlar till den möjliga uppkomsten av advektiva förhållanden i deponeringshål betraktas som försumbar.



Figur 10-73. Beräknad fördelningsfunktion för lerförlusthastighet i deponeringstunnlar för det semikorrelerade hydrofallet och under antagandet att utspädda förhållanden råder.

Observera även att den beräknade lokala förlusten av återfyllning inte medför att de andra säkerhetsfunktionerna hos återfyllningen äventyras. 220 000 kg motsvarar endast en mindre del av återfyllningen i en deponeringstunnel. Förlust av återfyllning kommer endast att ge upphov till ett öppet hålrum i en del av tunneln medan de hydrauliska och mekaniska egenskaperna kommer att vara oförändrade i större delen av tunneln, se avsnitt 10.3.9.

Mättnadsperioden

Under perioden då förvaret vattenfylls och mäts, se avsnitt 10.3.6, kommer det vatten som tillförs förvaret huvudsakligen från ytan. Det är antingen meteoriskt vatten eller vatten från Östersjön. För meteoriskt vatten kan det inte uteslutas att $\Sigma q[M^{n+}]$ kommer att vara mindre än 4 mM laddnings-ekvivalenter. Det innebär att erosionsrisken måste beaktas för den här perioden. Fler faktorer kommer dock att behöva beaktas för perioden.

1. Buffertens och återfyllningen kommer att suga upp vatten under denna period. Vattenflödet kommer att gå inåt mot bufferten och återfyllningen. Vattenupptaget kommer att konkurrera med expansionen av leran in i sprickor.
2. Det kommer att finnas accessoriska mineraler i leran. Förekomsten av i synnerhet kalciumsulfater (gips) ökar katjonkoncentrationen i bufferten och begränsar därmed frigörelsen av kolloider.
3. Den här perioden är kortvarig.

Baserat på dessa argument kan kolloidal frigörelse försummas under mättnadsperioden.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

I SR-Site beräknas bentonitförlusten med modellen som utvecklats av /Neretnieks et al. 2009/ för situationer när grundvattnets totala positiva laddning är lägre än 4 mM. Modellen kan tillämpas på både bufferten och återfyllningen. Flera osäkerheter är dock förknippade med det här angreppssättet.

- Kunskapen om bildning av kolloidala dispersioner och kolloid stabilitet är god vad gäller effekterna av envärda och tvåvärda joner. Modellerings av korrelationseffekter som beror på tvåvärda joner är emellertid krävande. Eftersom modellen i grunden är baserad på envärda joner bör den beräknade förlusten vara pessimistisk.
- Modellen tar inte hänsyn till växelverkan mellan sidor och kanter på olika bentonitplattor. Att inte ta hänsyn till den här typen av växelverkan leder sannolikt till att den mängd material som försvinner överskattas.
- Filtringseffekter med accessoriska mineraler kan potentiellt begränsa eller till och med eliminera frigörelsen av kolloider från bufferten. Detta försummas dock vid behandlingen av processen, eftersom det saknas belägg för att effektiva filter verkligen bildas.
- I modellen har expansionen antagits ske horisontellt och således har gravitationen försumrats. Beräkningar /Neretnieks et al. 2009/ tyder på att gravitationseffekterna kommer att vara små, eftersom smektitskikten har delat upp sig i väsentligen separata, kolloidala partiklar. Partiklarna måste vara mycket större för att gravitationen ska ha en effekt.
- Koncentrationsgränsen för katjonladdning är endast baserad på försöksobservationer.

De flesta av osäkerheterna hanteras genom att pessimistiska antaganden görs, vilket leder till slutsatsen att förhållanden med advektiv transport i bufferten, dvs bortfall av säkerhetsfunktionerna Buff1, Buff2 och Buff5, inte måste beaktas i något av deponeringshålen under den inledande tempererade perioden.

Även när hela den en miljon år långa analysperioden beaktas kommer ingen av de enskilda sprickorna som skär tunnlarna att förorsaka erosion i sådan omfattning att detta ger upphov till en så stor förlust av svälltryck ovanför deponeringshål att ett advektivt tillstånd i sin tur uppkommer i dessa hål. För ett fåtal positioner där partiklar rör sig ut till en deformationszon kan potentiellt mer än 220 ton försvinna, men detta är inte relevant för kapselns integritet. Dessutom kommer förlust av återfyllning endast att ge upphov till ett öppet hålrum i en del av tunneln medan de hydrauliska och mekaniska egenskaperna kommer att vara oförändrade i större delen av tunneln.

10.3.12 Utveckling av bufferten med dess bottenplatta och återfyllningen med dess plugg efter perioden med förhöjd temperatur

Barriärerna i förvaret är utformade för att förhindra inträngning av grundvatten i kapslarna och, i händelse av kapselbrott, för att fördröja radionuklider på deras väg till geosfären. Utöver bildningen av kolloider, som behandlats i det tidigare avsnittet, kommer växelverkan mellan grundvatten och barriärernas komponenter att förändra sammansättningen av det grundvatten som till slut når fram till kapseln. Kunskap om dess sammansättning, speciellt för huvudvariablerna, är viktig eftersom den kan påverka:

- Radionuklidens löslighet om inneslutningen bryts.
- Buffertens hydrauliska och mekaniska beteende.
- Buffertens kemiska stabilitet.
- Korrosionen av kapseln.
- Sorptionen av radionuklider om inneslutningen bryts.

/Sena et al. 2010/ har beskrivit den kemiska utvecklingen i förvaret för flera olika förhållanden och förutsättningar. Beräkningarna har fokuserats på

- pH.
- Mängd kalcit, gips, dolomit.
- Koncentrationen av kalium i vattenfasen och i montmorillonitens mellanskikt.

I studien utfördes inga beräkningar av utvecklingen vare sig för järnsystemet eller för redoxförhållandena. Redoxsystemet behandlas i stället med överväganden om jämvikt eller massbalans i SR-Site. Exempelvis försummas oxidation av sulfid i bufferten pessimistiskt och all sulfid antas vara tillgänglig för kapselkorrosion, se avsnitt 10.3.13. Detaljerna för de processer och mekanismer som representeras i modelleringen presenteras i /Sena et al. 2010/.

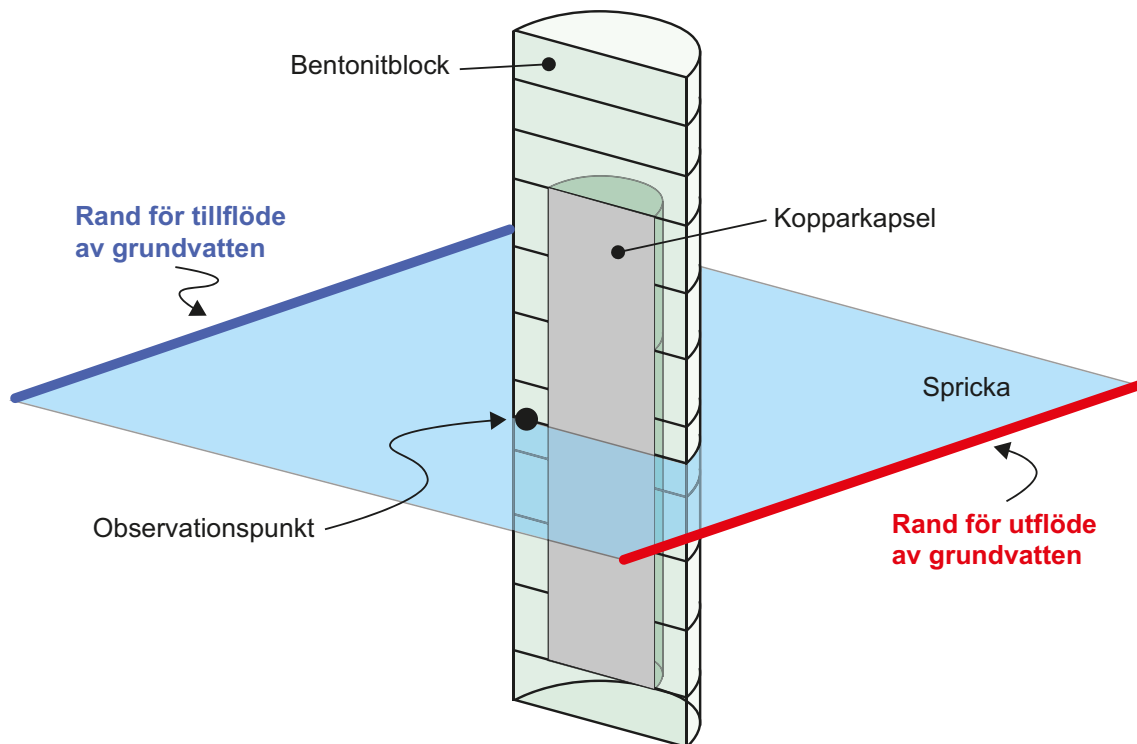
Dessutom kan inte bottenplattan försummas i den långsiktiga analysen av förvaret. Upplösningen av betongen kan påverka bufferten både kemiskt och mekaniskt och det är även möjligt att ett vattentryck under plattan kan lyfta hela paketet med buffert och kapsel. Även om det inte ställs något funktionskrav på deponeringstunnelns plugg efter förslutningen, eftersom transporttunnlarna kommer att återfyllas, kan dessutom betongen i pluggen inte antas vara stabil under hela analysperioden och därför måste dess nedbrytning beskrivas.

Geokemisk utveckling i en buffert som står i kontakt med en vattenförande spricka

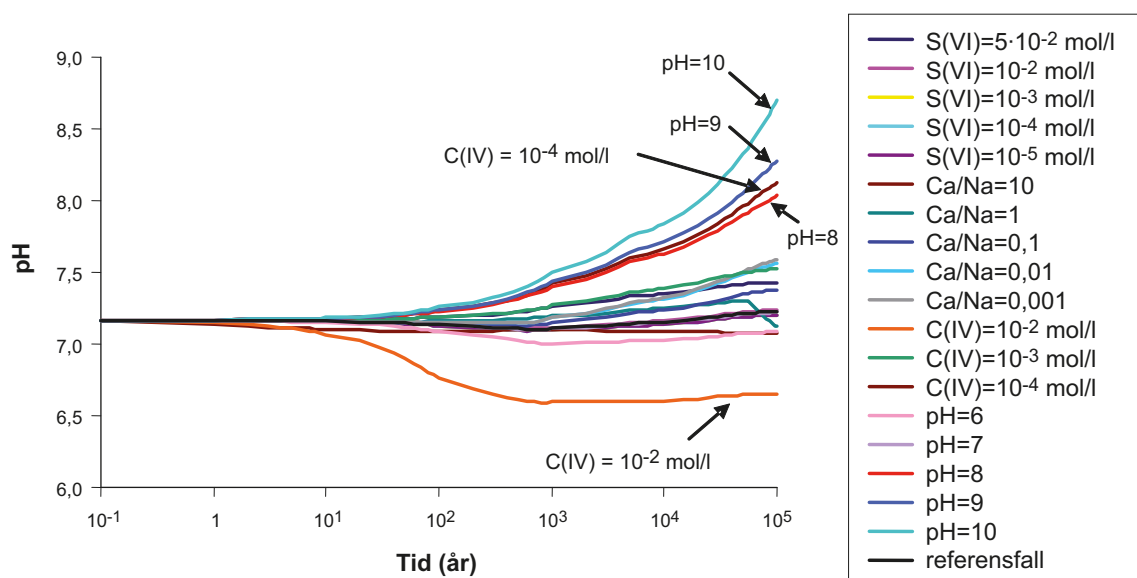
För ett deponeringshål som skärs av en vattenförande spricka beräknades den geokemiska utvecklingen i bufferten för flera fall baserat på den geometri som visas i figur 10-74. De geokemiska simuleringarna för den vattenmättade perioden har utförts med programmet PHAST för reaktiv transport /Parkhurst et al. 2004/. Detta program är resultatet av en sammanlänkning av ett transportprogram och ett geokemiskt program. Med PHAST är det möjligt att simulera flerkomponents-transport av reaktiva lösta ämnen i tredimensionella mättade grundvattenflödessystem. Referensfallet för känslighetsstudien är den bentonitsammansättning som anges i tabell 5-10 och ett för Forsmark typiskt grundvatten.

De variationer som beaktades var vatteninflödets storlek och grundvattnets sammansättning. Figur 10-75 visar ett exempel på en beräkning av pH-utvecklingen i bufferten som funktion av grundvattnets sammansättning. De beaktade variationerna var sulfatinnehållet (S(VI)), förhållandet mellan kalcium och natrium (Ca/Na), karbonatkoncentrationen (C(IV)) och pH.

De viktigaste resultaten från känslighetsanalysen sammanfattas i tabell 10-8.



Figur 10-74. Observationspunktens läge inuti bufferten där den beräknade utvecklingen över tiden av valda kemiska parametrar har analyserats för de beaktade känslighetsfallen /Sena et al. 2010/.



Figur 10-75. Beräknad utveckling över tiden för pH vid observationspunkten i bentoniten (se figur 10-74) för nitton sammansättningar hos det tillrinnande vattnet med en flödes hastighet på $0,1 \text{ m}^3/\text{år}$, Ibeco RWC-bentonit (Deponit CA-N) /Sena et al. 2010/.

Tabell 10-8. Sammanfattning av de viktigaste resultaten från den känslighetsanalys som utförts för grundvattnets kemiska sammansättning /Sena et al. 2010/.

Bentonit	Flödeshastighet (m ³ /år)	Variabel	Värde	Känslighetsfall
MX-80	10 ⁻³	Högsta pH	7,30	pH= 10
		Lägsta pH	6,63	C(IV)=1·10 ⁻² mol/l
		Största mängd kalcit	3,19·10 ⁻² vikt-%	C(IV)=1·10 ⁻² mol/l
		Snabbaste gipsförbrukning	Vid 50 000 år	Ca/Na= 0,001
		Största mängd gips	1 vikt-%	Ca/Na= 10
		Högsta [Ca(aq)]	1 mol/l	Ca/Na= 10
		Högsta [CaX ₂]	71,2 %	Ca/Na= 10
	10 ⁻¹	Lägsta [CaX ₂]	20,0 %	Ca/Na= 0,001
		Högsta pH	8,22	pH= 10
		Lägsta pH	6,09	pH= 6
		Största mängd kalcit	2,79·10 ⁻² vikt-%	C(IV)= 10 ⁻² mol/l
		Snabbaste gipsförbrukning	Vid 400 år	Ca/Na= 0,001
		Största mängd gips	5,32 vikt-%	S(VI)= 5·10 ⁻² mol/l
		Högsta [Ca(aq)]	1 mol/l	Ca/Na= 10
Ibeco RWC (Deponit CA-N)	10 ⁻³	Högsta [CaX ₂]	84,0 %	Ca/Na= 10
		Lägsta [CaX ₂]	7,6 %	Ca/Na= 0,001
		Högsta pH	7,45	pH= 10
		Lägsta pH	6,53	C(IV)= 10 ⁻² mol/l
		Största mängd kalcit	25,4 vikt-%	Ca/Na=10
		Snabbaste gipsförbrukning	Vid 80 000 år	S(VI)= 10 ⁻⁵ mol/L
		Största mängd gips	1,56 vikt-%	S(VI)= 5·10 ⁻² mol/l
	10 ⁻¹	Högsta [Ca(aq)]	6,45·10 ⁻¹ mol/l	Ca/Na= 10
		Högsta [CaX ₂]	43,8 %	Ca/Na= 10
		Lägsta [CaX ₂]	27,5 %	S(VI)= 5·10 ⁻² mol/l
		Snabbast dolomitförbrukning	Vid 80 000 år	Ca/Na= 10
		Största mängd kalcit	16 vikt-%	S(VI)= 5·10 ⁻² mol/l
		Högsta pH	8,70	pH=10
		Lägsta pH	6,65	C(IV)= 10 ⁻² mol/l
	Största mängd kalcit	25,4 vikt-%	Ca/Na=10; Ca/Na= 1	
	Snabbaste gipsförbrukning	Vid 700 år	S(VI)= 10 ⁻⁵ mol/l	
	Största mängd gips	4,13 vikt-%	S(VI)= 5·10 ⁻² mol/l	
	Högsta [Ca(aq)]	1 mol/l	Ca/Na= 10	
	Högsta [CaX ₂]	84,0 %	Ca/Na= 10	
	Lägsta [CaX ₂]	14,4 %	Ca/Na= 0,001	
	Snabbast dolomitförbrukning	Vid 700 år	Ca/Na= 10	
Största mängd kalcit	17,4 vikt-%	Ca/Na= 0,001		

De generella slutsatserna från känslighetsstudien av den geokemiska utvecklingen i bufferten var som följer.

- För höga flödeshastigheter i sprickan sker mer uttalade geokemiska förändringar. I båda de analyserade bentonittyperna förbrukas gips tidigare i fallen med en högre flödeshastighet. Mer kalcit faller ut i dessa fall.
- Det lägsta beräknade pH-värdet för MX-80-bentonitbufferten är 6,10, vilket uppnås i fallet då pH i det tillrinnande grundvattnet är 6. Den beräknade pH-minskningen är huvudsakligen relaterad till avsaknaden av karbonatmineraller i den här bentonittypen. Å andra sidan är det lägsta beräknade pH-värdet för Ibeco RWC-bentoniten 6,53 (se figur 10-75), vilket uppnås i fallet då det tillrinnande grundvattnet har en hög koncentration av löst karbonat (10⁻² mol/l).
- Det högsta beräknade pH-värdet för MX-80-bentoniten är 8,23, vilket uppnås i fallet då pH i det tillrinnande grundvattnet är 10 och flödeshastigheten längs sprickan är 0,1 m³/år. Det högsta pH-värde som beräknats för Ibeco RWC-bentoniten är 8,66, vilket uppnås i samma fall som för

MX-80-bentoniten. Det beräknade pH-värdet bestäms huvudsakligen av diffusionen av vatten med högt pH in i bentonitporerna.

- När det tillrinnande vattnets Ca/Na-förhållande är 10 leder överskottet på kalcium i bentonitbufferten till utfällning av den största mängden kalcit och till den högsta kalciumkoncentrationen i vattenfasen och i montmorillonitens mellanskikt.
- Mängden kalcium som finns i jonbytaren beror på den initiala bentonitsammansättningen, flödet i sprickan som skär deponeringshållet och sambandet mellan kalcium och natrium i grundvattnet. Den högsta beräknade andelen är 84 procent och den lägsta är 7,6 procent, se tabell 10-8.

En jämförelse av de beräknade resultaten för perioden med förhöjd temperatur och den vattenmättade perioden (se figur 10-63) visar att utvecklingen av mängden Ca-sulfat i bufferten är likartad för båda perioderna. Ca-sulfatmineraler tenderar att lösas upp på grund av tillrinningen av grundvattnet vid Forsmark. Likväl förutspås det att anhydrit under den varma perioden faller ut nära kopparkapseln, men så snart temperaturen faller kommer den tendera att lösas upp. När referensgrundvattnet för Forsmark beaktas förutsägs den sekundära kalcitutfällningen i MX-80-bentoniten bli mycket liten och ske tillfälligt under båda de analyserade perioderna.

Geokemisk utveckling i återfyllningen och i buffert som inte står i kontakt med en vattenförande spricka

Resultaten av beräkningarna av den geokemiska utvecklingen i bufferten i föregående avsnitt tar endast hänsyn till situationen då deponeringshållet skärs av en vattenförande spricka. I Forsmark kommer många deponeringshål inte att skäras av några vattenförande sprickor och i dessa lägen kommer de geokemiska förhållandena i bufferten att bero på tunnelåterfyllningen. För att utvärdera återfyllningens effekt på den geokemiska utvecklingen i bufferten utfördes en känslighetsstudie liknande den som behandlats i föregående avsnitt /Sena et al. 2010/. Geometrin och genomskärningarna för vilka utvecklingarna beräknats visas i figur 10-76. I det här fallet tillförs grundvatten genom en hypotetisk spricka i kanten av återfyllningen.

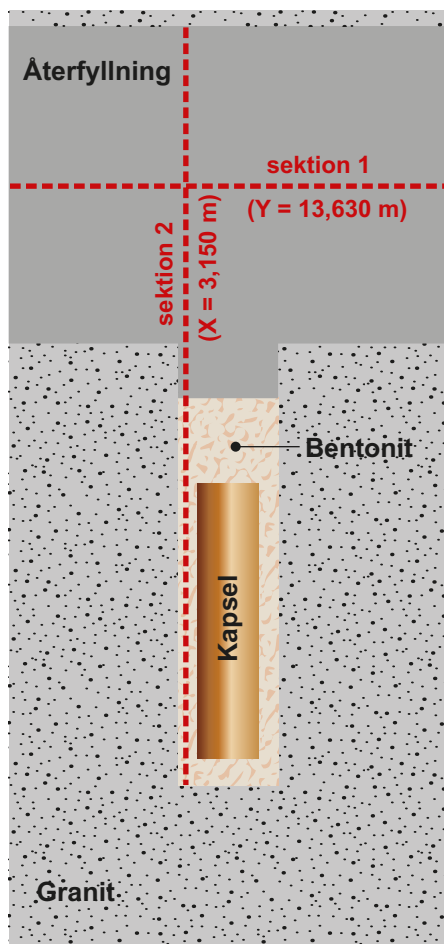
Figur 10-77 visar beräknat pH utefter återfyllningen (genomskärning 1 i figur 10-76) för samma uppsättning av olika grundvatten som behandlades i föregående avsnitt. Det initiala pH-värdet i återfyllningens porvatten är 7,16. I slutet av simuleringsperioden leder nästan alla fallen till en pH-kurva med lika höga eller något högre pH-värden än initialt. Undantag till detta inträffar i följande två fall, se figur 10-77:

- [C(IV)] i det grundvatten som kommer in genom sprickan är $1 \cdot 10^{-2}$ mol/l
- Ca/Na-kvoten i det grundvatten som kommer in genom sprickan är 10.

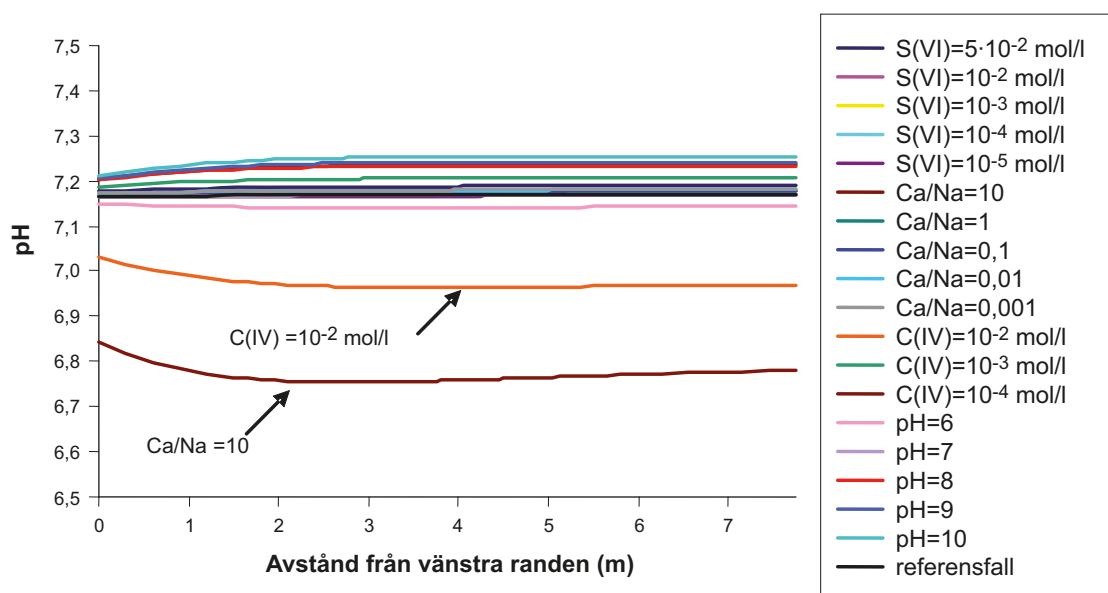
När karbonatnehållet i det grundvatten som kommer in genom sprickan är $1 \cdot 10^{-2}$ mol/l blir det slutliga pH-värdet mitt i tunneln (i höjddled) ungefär 7. Den beräknade pH-sänkningen från startvärdet 7,16 beror främst på det faktum att det tillrinnande vattnets pH är relativt lågt. När Ca/Na-kvoten i grundvattnet som kommer in genom sprickan är 10, förutsägs det att en betydande mängd kalcit faller ut i den återfyllda tunneln och att pH i återfyllningens porvatten därför sjunker till 6,7, se figur 10-77, i slutet av den simulerade perioden.

Figur 10-78 visar pH-kurvan utefter ett vertikalt snitt genom återfyllningen och bufferten (genomskärning 2 i figur 10-76). pH i återfyllningen och MX-80-bentoniten var initialt 7,16 respektive 7,19. Det slutliga beräknade pH-värdet utefter genomskärning 2 för fallet med MX-80-bentoniten ligger mellan 6,69 och 7,29, se figur 10-78. Även om ett relativt stort spann av pH-värden (mellan 6 och 10) beaktas för det grundvatten som kommer in genom sprickan så kan den kontinuerliga blandningen mellan sprickans grundvatten och återfyllningens porvatten, tillsammans med de geokemiska reaktioner som utlöses av denna blandning, buffra den pH-störning som induceras av grundvattnet som kommer in genom sprickan, så att bentonitbuffertens slutliga pH-värde inte skiljer sig speciellt mycket från startvärdet.

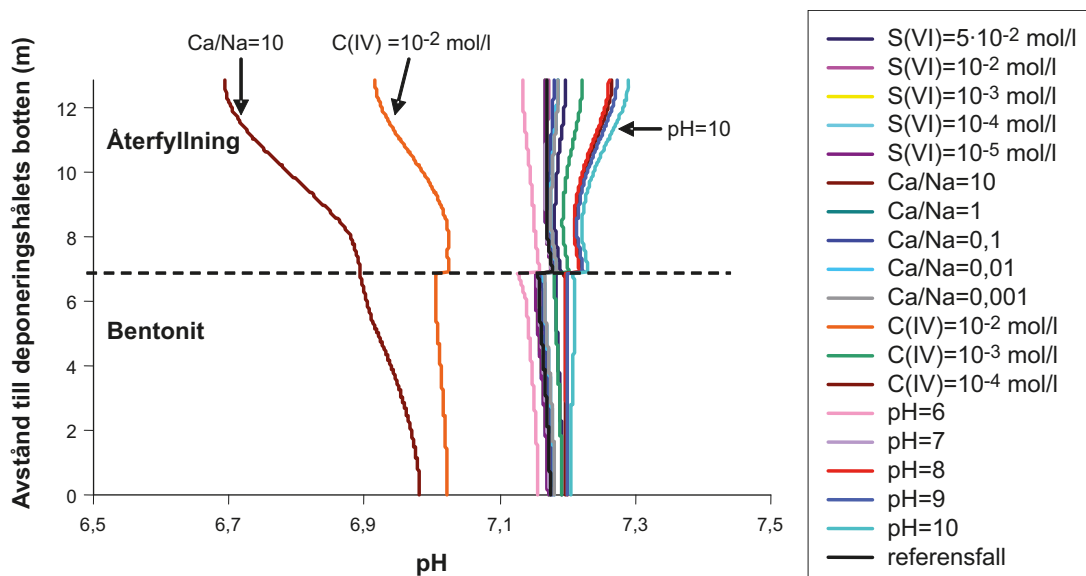
De viktigaste resultaten från känslighetsanalysen som tagits fram för återfyllningen/bufferten sammanfattas i tabell 10-9. Värdena har beräknats för observationspunkten i figur 10-74. Även om ett brett spann av pH-värden, från 6 till 10, har beaktats i känslighetsanalysen av /Sena et al. 2010/ så når det slutliga pH-värdet i bentonitbufferten inte sådana extrema nivåer. Dessa resultat visar att de geokemiska förändringarna i bentonitbufferten, som induceras av tillflöden av de olika beaktade grundvattnen, är mindre uttalade i fallet med tillförsel genom återfyllningen än i fallet då vatten tillförs direkt från en spricka i berget.



Figur 10-76. Läget för de två genomskärningarna där den geokemiska utvecklingen har beräknats för de olika känslighetsfallen. Vatten kommer in i återfyllningen från vänster sida /Sena et al. 2010/.



Figur 10-77. Beräknade pH-kurvor utefter genomskärning 1 (se figur 10-76) för känslighetsfallen i slutet av simuleringsperioden (100 000 år) /Sena et al. 2010/.



Figur 10-78. Beräknade pH-kurvor utefter genomskärning 2 (se figur 10-76) för känslighetsfallen i slutet av simuleringsperioden (100 000 år), buffert med MX-80-bentonit /Sena et al. 2010/.

Tabell 10-9. Sammanfattning av resultaten från känslighetsfallen för växelverkan mellan återfyllningen och bufferten /Sena et al. 2010/.

Bentonit	Variabel	Värde	Känslighetsfall
MX-80	Högsta pH	7,21	pH= 10
	Lägsta pH	6,91	Ca/Na= 10
	Största mängd kalcit	$2,88 \cdot 10^{-2}$ vikt-%	Ca/Na= 10
	Minsta mängd gips	0,33 vikt-%	Ca/Na= 0,001
	Största mängd gips	1,85 vikt-%	Ca/Na= 10
	Högsta [Ca(aq)]	$9,4 \cdot 10^{-2}$ mol/l	Ca/Na= 10
	Högsta [CaX ₂]	50,0 %	Ca/Na= 10
	Lägsta [CaX ₂]	29,3 %	[S(VI)]= $5 \cdot 10^{-2}$ mol/l
Ibeco RWC (Deponit CA-N)	Högsta pH	7,22	pH= 10
	Lägsta pH	7,01	[C(IV)]= $1 \cdot 10^{-2}$ mol/l
	Största mängd kalcit	16,4 vikt-%	Ca/Na= 10
	Minsta mängd gips	0,42 vikt-%	[S(VI)]= $1 \cdot 10^{-5}$ mol/l
	Största mängd gips	0,92 vikt-%	[S(VI)]= $5 \cdot 10^{-2}$ mol/l
	Minsta mängd dolomit	8,0 vikt-%	Ca/Na= 10
	Högsta [Ca(aq)]	$6,28 \cdot 10^{-2}$ mol/l	Ca/Na= 10
	Högsta [CaX ₂]	32,1 %	Ca/Na= 10
Lägsta [CaX ₂]	29,5 %	[S(VI)]= $5 \cdot 10^{-2}$ mol/l	

Sammanfattningsvis leder de känslighetsfall som utvecklats för återfyllningen till följande slutsatser.

- Den geokemiska utvecklingen av bentonitbufferten är snarlik den utveckling som beräknats för fallet då vatten tillförs genom en spricka, men utvecklingen sker med en mycket lägre hastighet eftersom omblandning av det grundvatten som kommer in genom sprickan med återfyllningens porvatten buffrar den störande effekten från det tillrinnande ”främmande” grundvattnet.
- Återfyllningens geokemiska utveckling förändras inte nämnvärt, oberoende av vilken bentonittyp som förutsätts föreligga i deponeringshålet.
- I alla beaktade känslighetsfall förutsägs kalcit falla ut i den återfyllda tunneln. De största beräknade mängderna utfälld kalcit erhålls i fallen då det tillflödande vattnets Ca/Na-förhållande är större än 1. Därför är det lägsta beräknade pH-värdet för återfyllningen 6,76 i fallet då det tillflödande vattnets Ca/Na-förhållande är 10.

- Den högsta kalciumkoncentrationen i återfyllningen ($1,4 \cdot 10^{-1}$ mol/l) i slutet av simuleringsperioden är beräknad för fallet med ett Ca/Na-förhållande på 10.

Tillämpbarhet för de geokemiska förhållandena som råder på förvarsplatsen vid Forsmark

De olika fall som beskrivs i det här avsnittet och för vilka resultaten sammanfattas i tabell 10-8 och 10-9 visar att återfyllningen/bentoniten geokemiskt sett är relativt stabil och att inga dramatiska förändringar av de geokemiska förhållandena i bufferten är att förvänta. En jämförelse av de indata som listas i tabell 10-8 och 10-9 med den förväntade utvecklingen vid Forsmark som redovisas i tabell 10-6 visar att den förväntade utvecklingen väl täcks in av de beaktade fallen.

Kemisk interaktion mellan bottenplatta och buffert

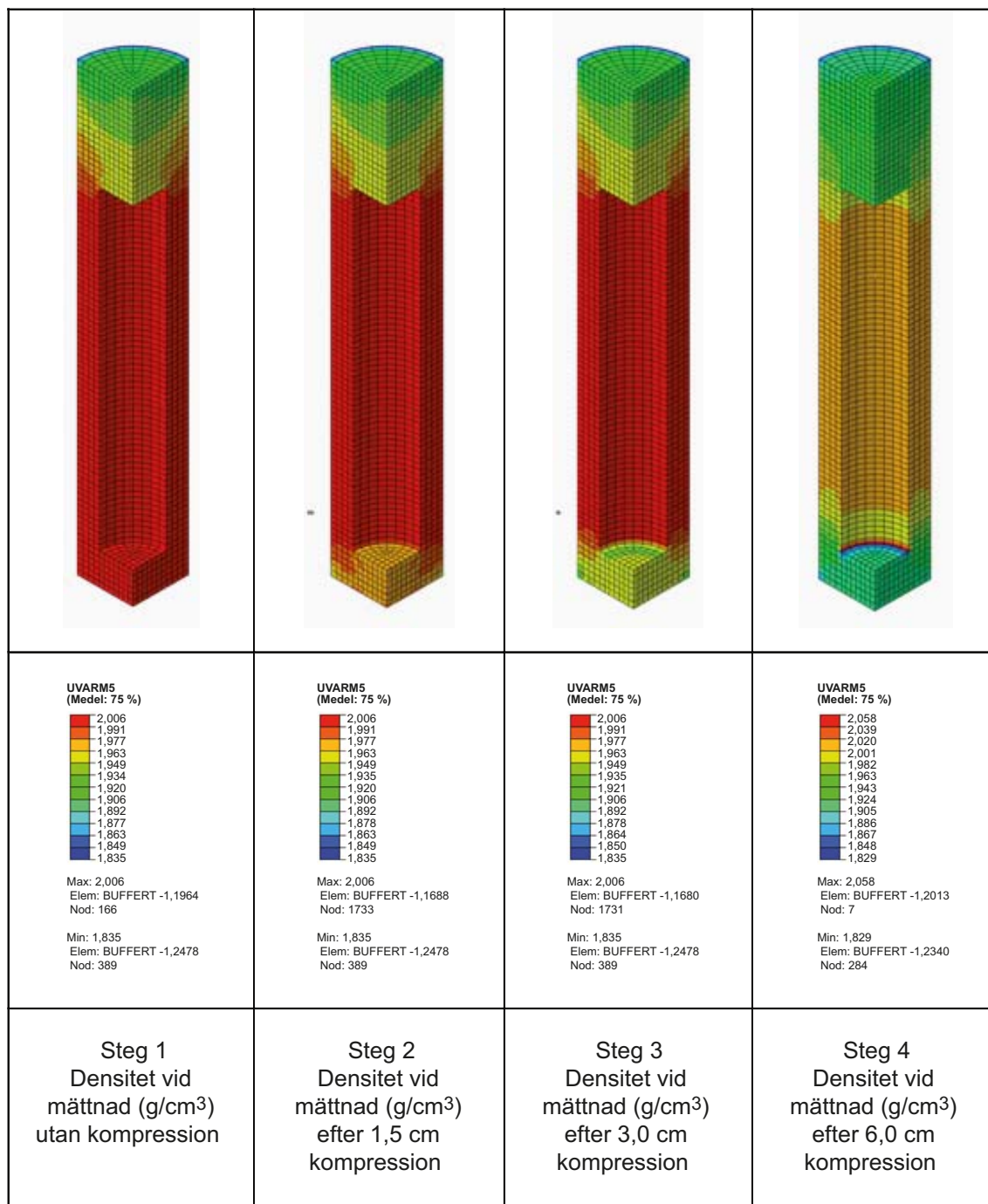
Betongplattan i botten av deponeringshålen kan påverka bufferten kemiskt. Montmorillonitens mineralomvandlingar har modellerats för bentonit i kontakt med Portlandcement av standardtyp inom Ecolay II-projektet /Gaucher et al. 2004/. Dessa resultat visar på en fullständig omvandling av bentonit inom ett avstånd på omkring 20 cm från cementytan efter en period av 100 000 år. Laboratorieförsök visar att upplösningen av montmorillonit går flera storleksordningar långsammare vid lägre koncentrationer av hydroxidjoner /Karnland och Birgersson 2006/. Därför förväntas bentonitumvandling i kontakt med cement med lågt pH (porvatten med $\text{pH} < 11$ ($[\text{OH}^-] = 1 \text{ mM}$)) ske mycket långsammare än om den var i kontakt med porvatten i Portlandcement av standardtyp, som har ett pH-värde på 12,5 ($[\text{OH}^-] = 32 \text{ mM}$). Betongrecept med porvatten som förhindrar en större omvandling av bufferten håller på att utvecklas för betongplattorna.

Den växelverkan som äger rum mellan betongen i bottenplattan och buffertens botten kommer i de flesta avseenden att vara lik den växelverkan som äger rum mellan pluggen och återfyllningen, vilken har beskrivits tidigare i det här avsnittet. För den givna sammansättningen av cementen visar beräkningarna att pH-värdet i botten på bufferten kan öka till mer än 11 under en kort period, men omfattningen av pulsen kommer att vara tidsmässigt begränsad och förväntas inte få någon betydande inverkan på buffertens egenskaper.

Ingen hänsyn tas till den nedbrutna bottenplattans egna hydrauliska prestanda. I transportberäkningarna i SR-Site förutsätts det att den bryts ner genom kemisk upplösning av de bindande mineralerna i betongen så att porutrymmet blir mer permeabelt för vattenflöde. /Neretnieks et al. 2010/ har utforskat konsekvenserna i ett fall där det antogs att betongen har ett försumbart hydrauliskt motstånd och låter vatten tränga genom den. De jämför den här effekten med inverkan från spjälkning, se avsnitt 10.3.6 för en utvärdering av den senare effekten. Resultatet var att spjälkningen har en större inverkan på Q_{eq} , och bottenplattans inverkan kan därför täckas in av det fallet. Om spjälkning kan undvikas och om bottenplattan skärs av en spricka kan det dock utgöra den huvudsakliga transportvägen. I ett sådant fall kommer massöverföringsmotståndet att vara mycket lägre än i ett ”idealt” fall där bufferten är i kontakt med berget i botten av deponeringshålet. Detta visar att den nuvarande utformningen av bottenplattan kräver ytterligare överväganden.

Mekanisk interaktion mellan bottenplatta och buffert

Cementdelen av bottenplattan kommer så småningom att brytas ned och utrymmet kan fyllas upp av den svällande bufferten. Detta kommer att orsaka en densitetsminskning i bufferten. Svällningen har modellerats av /Åkesson et al. 2010a/. Eftersom varken bottenplattans tjocklek, aggregatet eller nedbrytningsprodukterna som blir kvar sedan cementen har lösts upp är kända modelleras problemet på ett pragmatiskt sätt. Betongen och kopparplattan är tillverkade med en total tjocklek på 15 cm och nedbrytningen simuleras genom stegvis förskjutning av kopparplattan till en total förskjutning av 1,5 cm, 3,0 cm och 6,0 cm. Efter varje steg tillåts bentoniten svälla och homogeniseras och porvattentrycket jämviktas. I figur 10-79 visas den resulterande densiteten vid vattenmättnad i alla fyra steg. Observera att densitetsskalan har ändrats i steg 4 på grund av lokala spänningskoncentrationer runt det nedre hörnet på kapseln. Dessa spänningskoncentrationer bedöms inte vara realistiska utan orsakas av de skarpa hörnen på den modellerade kapseln, vilka lokalt skapar alltför höga spänningar och därmed orealistiskt stora densitetsändringar. Densiteten under kapseln sjunker till omkring $1\,970 \text{ kg/m}^3$, $1\,950 \text{ kg/m}^3$ och $1\,920 \text{ kg/m}^3$ efter steg 2–4 men densiteten i större delen av bufferten mellan kapseln och berget ligger kvar på $2\,000 \text{ kg/m}^3$.



Figur 10-79. Densitet vid mättnad i bufferten efter den simulerade kompressionen av bottenplattan /Åkesson et al. 2010a/.

Beräkningar av den mekaniska effekten av nedbrytningen av bottenplattan visar att buffertens svälltryck och densitet under kapseln förväntas minska med ökande kompression av bottenplattan. Densiteten under kapseln vid mättnad minskar till omkring 1 950 kg/m³ efter en kompression på 3 cm vilket är innanför toleranserna. Efter en kompression på 6 cm verkar densitetsförlusten dock bli alltför hög, vilket innebär att gränsen för tillåten kompression är ungefär 3 cm. Bottenplattan bör således utformas så att den inte komprimeras mer än 3 cm.

Nedbrytning av betongen i deponeringstunnelns plugg

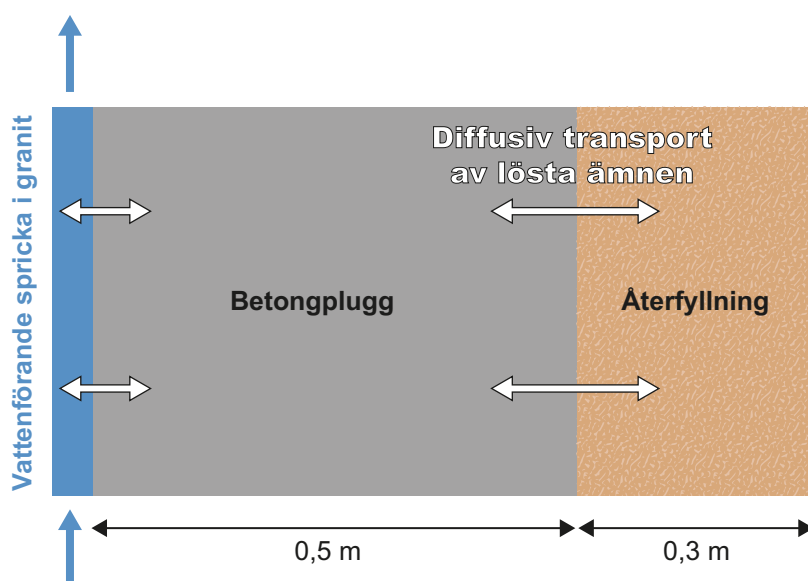
/Grandia et al. 2010b/ har utvärderat nedbrytningen av pluggens betongdel. Den konceptuella beskrivningen av pluggen återfinns i figur 10-80.

Berget betraktas ur fysikalisk synpunkt inte som berg i modellen. I stället beaktas ett flödande grundvatten med sammansättning av Forsmarktyp. Anledningen till detta val är den långsamma kinetiken hos den granitiska mineralogin, som inte förväntas genomgå markanta förändringar trots diffusionen av alkaliska vätskor från betongens omvandling. Lågreaktiva aggregat förväntas förekomma i en avgränsad del av volymen i den hydratiserade cementblandningen. Den kvarvarande porositeten är ungefär 30 procent, men detta värde innefattar alla porstorlekar, varav de flesta inte är sammankopplade. Figureerna 10-81 och 10-82 visar den beräknade vattensammansättningen, porositeten och pH-värdet i betongen och återfyllningen efter 1 och 100 år.

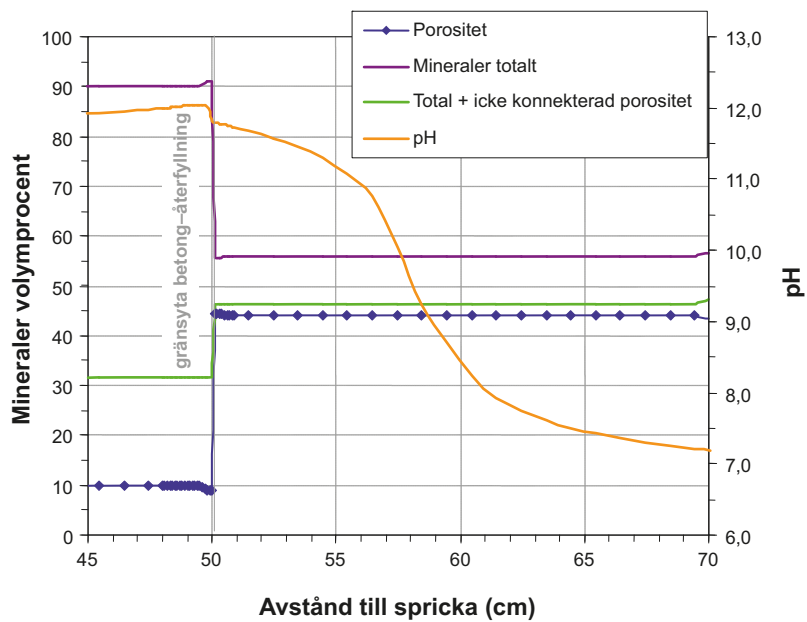
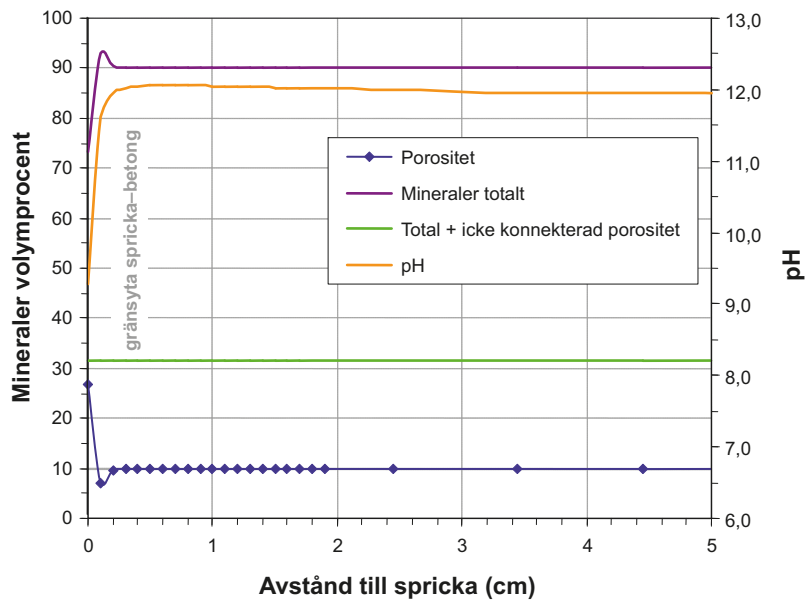
Resultaten från simuleringarna av reaktiv transport förutsäger att återfyllningsmaterialens stabilitet påverkas i liten omfattning av omvandling av betong med lågt pH. Upplösning av Ca-Si-hydrater (CSH-faser) orsakar en initial hyperalkalisk plym (pH > 11) som tränger in ungefär 6 cm i återfyllningen. Plymen är övergående eftersom pH efter några år (mindre än 10 år) återgår till mer neutrala värden. Den huvudsakliga process som styr den geometriska miljön i gränssytan mellan återfyllning och betong är den snabba förlusten av porositet till följd av utfällning av ettringit. Modellen förutsäger att obetydliga förändringar av de geokemiska förhållandena i systemet sker från 10 år och framåt, eftersom porer redan har satts igen i båda betonggränsytorna vilket minskar diffusionen mellan materialets porer. CSH-faser fortsätter att bytas ut från Ca-rika till Si-rika intermediära faser. Eftersom CSH-utbytet är kinetiskt styrt kommer Si-rik CSH att bildas tills fullständig jämvikt med porvatten uppnås, oavsett vätskans omsättning. Basiska pH-värden påverkar inte sammansättningen av det granitiska grundvattnet, främst beroende på den angivna graden av nytt inflöde av vatten i sprickan.

Återfyllningens svällning efter nedbrytning av tunnelpluggen

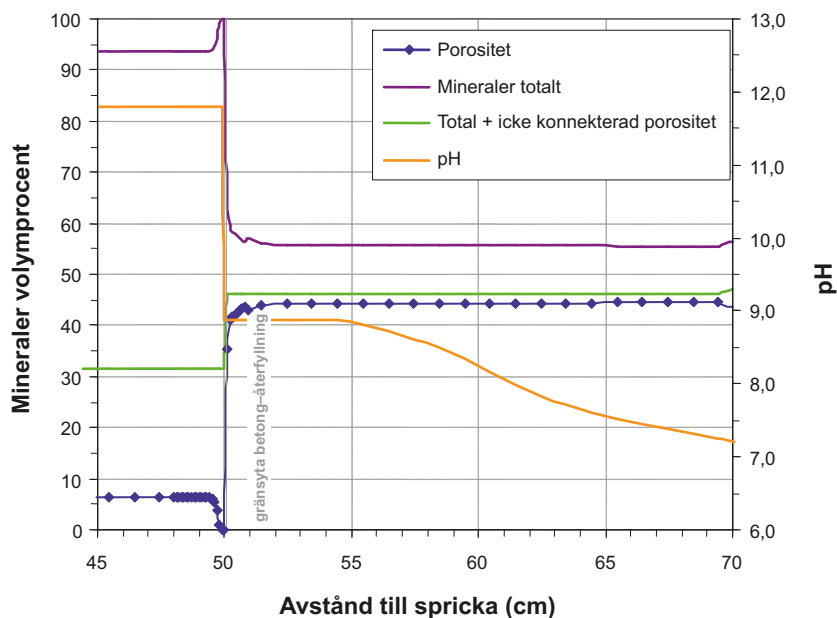
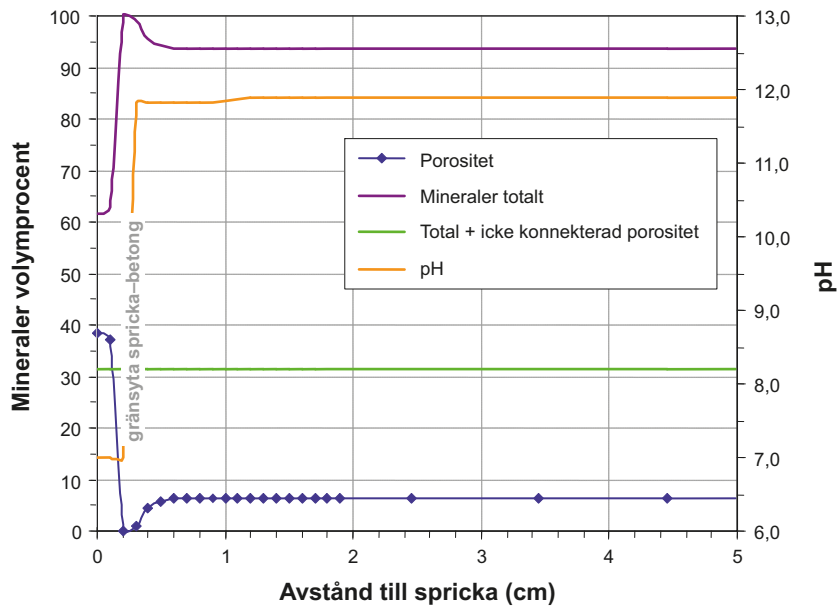
Som beskrivits i det föregående avsnittet kan cementet och andra substanser i betongpluggarna med tiden lösas upp och transporteras bort, vilket innebär att pluggarnas styvhet och hållfasthet kommer att minska dramatiskt. Denna nedbrytning kommer att inverka på återfyllningsmaterialet på båda sidor om pluggen. När pluggen inte kan motstå svälltrycket från återfyllningen kommer den att komprimeras och återfyllningen kommer att svälla, vilket leder till en förlust av densitet och svälltryck hos återfyllningen. Eftersom det föreligger friktion mot bergytan kan densitetsminskningen vara betydande i närheten av pluggen men den kommer att minska med avståndet från pluggen. För att undersöka hur detta påverkar återfyllningen och platsen för det första deponeringshålet har



Figur 10-80. Domän som valts i simuleringarna av reaktiv transport /Grandia et al. 2010b/. Den verkliga pluggutformningen är mer komplex och har en tät bentonitfylld tätning, se figur 5-22. Dessa detaljer bedöms dock inte ha någon betydelse för modelleringen.



Figur 10-81. Beräknad sammansättning av porvatten, porositet och pH i betong och återfyllning efter ett år i kontaktytor mellan spricka och betong och mellan betong och återfyllning. Porositet med porer som inte är sammanhängande och icke reaktiva aggregat i betongen och återfyllningen visas i samma diagram /Grandia et al. 2010b/.

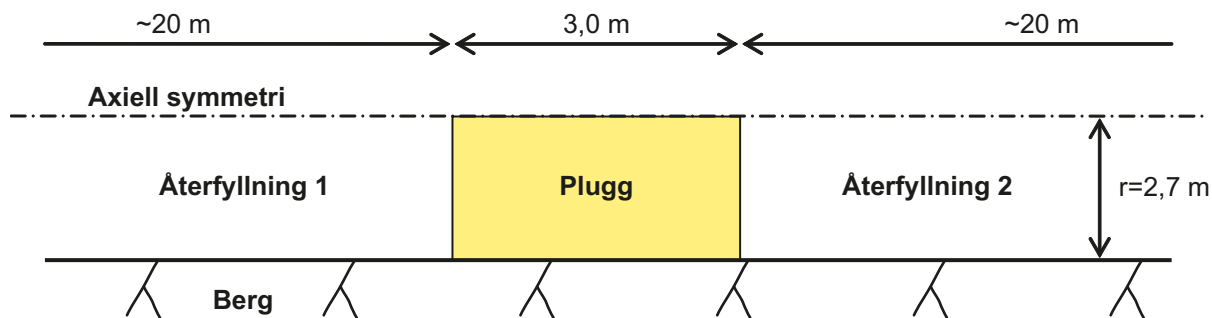


Figur 10-82. Beräknad sammansättning av porvatten, porositet och pH i betong och återfyllning efter hundra år i kontaktytor mellan spricka och betong och mellan betong och återfyllning. Porositet med porer som inte är sammanhängande och icke reaktiva aggregat i betongen och återfyllningen visas i samma diagram /Grandia et al. 2010b/.

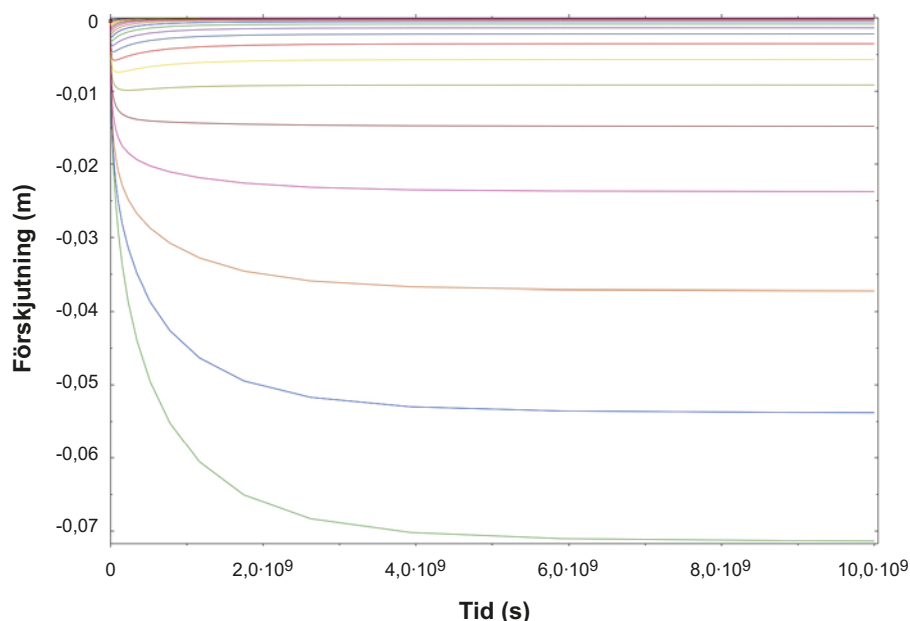
flera finita-elementberäkningar utförts /Åkesson et al. 2010a/. Huvudsyftet med beräkningarna var att ta reda på hur mycket återfyllningens densitet kommer att sjunka för att sätta en gräns för hur nära pluggen deponeringshålet kan placeras. Eftersom det inte krävs någon detaljerad kunskap om pluggens tillstånd efter nedbrytning, användes endast en grovt förenklad modell av pluggen. Den geometri som användes i beräkningarna visas i figur 10-83.

Olika känslighetsfall har studerats med olika elasticitetsmoduler, tryck och portal /Åkesson et al. 2010a/.

Ett typiskt exempel på ett resultat från beräkningarna finns i figur 10-84. Resultaten visar att fallet *Plugg1* ger en svällning på endast 7 cm, vilket är den minsta svällningen av de undersökta fallen på grund av återfyllningens låga initiala svälltryck och pluggens stora elasticitetsmodul. Hela svällningen motsvarar en komprimering av halva pluggen, eftersom samma återfyllning antas föreligga utanför pluggen. Portalet och svälltrycket förändras endast marginellt förutom i en liten zon vid kontaktytan mellan berg, plugg och återfyllning.



Figur 10-83. Schematisk ritning av modellen. Återfyllning 1 ligger innanför pluggen och återfyllning 2 ligger utanför den /Åkesson et al. 2010/.



Figur 10-84. Plugg1. Axiella förskjutningar av centrumnoderna i återfyllning 1 som funktion av tid. Den nedersta kurvan representerar kontaktytan mellan återfyllning och plugg och de på varandra följande linjerna representerar ett axiellt avstånd på 10 cm, 20 cm, 30 cm osv från kontaktytan /Åkesson et al. 2010a/.

I tabell 10-10 är de viktigaste resultaten av de olika beräkningarna sammanställda.

Enligt tabell 10-10 är 1,2 det högsta resulterande portalet i gränsskiktet mellan återfyllning och plugg. Eftersom detta är inom de gränser som satts för återfyllningen ovanför ett deponeringshål ($e < 1,22$) är slutsatsen från beräkningarna att nedbrytningen av pluggen inte har någon skadlig effekt på återfyllningen ovanför det första deponeringshålet och att det inte behövs några begränsningar till följd av pluggens nedbrytning vad gäller platsen för det första deponeringshålet.

Det finns naturligtvis flera osäkerheter, speciellt vad gäller de data som är tillämpbara för pluggen efter nedbrytning. Det finns också osäkerheter avseende återfyllningens initiala densitet och egenskaper. Pluggens egenskaper har emellertid valts mycket pessimistiskt. Trots detta är resultaten långt ifrån kritiska för bufferten i det första deponeringshålet.

Kapselsjunkning

Förutom de få deponeringshål som förlorar buffert på grund av kolloidfrigörelse, som utvärderats i avsnitt 10.3.11, kommer bufferten i andra deponeringshål inte att påverkas av några processer som kan förändra dess svällningsegenskaper på ett sätt som innebär att svälltrycket sjunker under det värde som behövs för att kapseln ska hållas kvar i sitt läge ($P > 0,2$ MPa, se avsnitt 8.3.2).

Tabell 10-10. Sammanställning av resultat från de fall som presenteras i /Åkesson et al. 2010/. Beräkningarna med namn som börjar med Plugg1 har bentonitåterfyllning på båda sidor om pluggen medan beräkningarna med namn som börjar med Plugg2 har bergkross utanför pluggen. Suffixet -2 avser beräkningar med den höga torrdensiteten av $\rho_d=1\ 600\ \text{kg/m}^3$ och det höga svälltrycket hos bentonitåterfyllningen, medan namnen utan suffix avser beräkningar med den låga torrdensiteten av $\rho_d=1\ 450\ \text{kg/m}^3$ och lågt svälltryck.

Beräkning	Förskjutningar (m)		Högsta portal	Lägsta svälltryck (MPa)	Kommentar
	Återfyllning1/ Plugg	Återfyllning2/ Plugg			
Plugg1	0,03–0,07	–(0,03–0,07)	1,0	2,0	Lokalt vid hörn
Plugg1b	0,15–0,27	–(0,15–0,27)	1,1	1,3	
Plugg1-2	0,08–0,17	–(0,08–0,17)	0,86	5,7	
Plugg1b-2	0,30–0,58	–(0,30–0,58)	0,99	3,0	
Plugg2	0,10–0,15	0,05–0,07	1,1	1,7	
Plugg2b	0,35–0,50	0,20–0,28	1,2	0,8	
Plugg2-2	0,24–0,32	0,13–0,17	0,98	3,0	Lokalt vid hörn
Plugg2b-2	0,70–1,05	0,40–0,58	1,2	1,0	

I deponeringshål som förlorar buffert till följd av kolloidal dispersion skulle dessutom advektiva förhållanden uppkomma långt innan kapselsjunkning kan inträffa, vilket gör detta problem irrelevant även för dessa fall.

Osmotiska effekter på bufferten och återfyllningen

Enligt tabell 10-6 är den högsta kloridkoncentrationen för alla tidsskeden lägre än 0,4 M i grundvatten på försvarsnivå vid Forsmark. Som framgår av figur 5-14 förväntas detta inte ha någon inverkan på egenskaperna hos buffertmaterialet. Denna slutsats gäller för hela försvarsutvecklingsperioden.

Identifierade osäkerheter och hur de hanteras i den efterföljande analysen

De olika fall som beskrivs i det här avsnittet visar att de kemiska förhållandena i bufferten och återfyllningen är relativt stabila och att inga dramatiska förändringar av de geokemiska förhållandena kan förväntas. De förväntade förhållandena i grundvatten vid Forsmark, se tabell 10-6, ligger med god marginal inom intervallet för de parametrar som användes i känslighetsstudien för alla framtida utvecklingar. Som framgår till höger i figur 10-65 förväntas bufferten (MX-80) ha ungefär lika stora mängder av natrium och kalcium i jonbytare för ett typiskt grundvatten vid Forsmark. Känslighetsstudien som presenteras i tabell 10-8 uppvisar ett intervall på 7–84 procent för kalciummängden, men de lägsta och högsta värdena i intervallet gäller båda för Ca/Na-förhållanden som ligger långt från vad som förväntas för grundvatten i Forsmark under alla omständigheter, se tabell 10-6.

Inverkan av en nedbruten bottenplatta på massöverföringsmotståndet i närområdet beaktas i SR-Site. Inverkan är dock mindre än inverkan från spjälkning i deponeringshålet (om detta antas ske) och denna effekt täcks därför in av antagandet att spjälkning sker i alla deponeringshål. Om spjälkning kan undvikas och om bottenplattan skärs av en spricka kan den dock utgöra den huvudsakliga transportvägen. I ett sådant fall kommer massöverföringsmotståndet att vara mycket lägre än i ett ”idealt” fall där bufferten är i kontakt med berget i botten av deponeringshålet. En tjock, komprimerbar bottenplatta kan leda till densitetsförlust till en nivå under konstruktionsmålet $1\ 950\ \text{kg/m}^3$ i botten av bufferten. Detta visar att den nuvarande utformningen av bottenplattan kräver ytterligare överväganden, se avsnitt 15.5.10.

Modellresultaten tyder på att återfyllningsmaterialens beständighet inte kommer att påverkas av de alkaliska plymer som potentiellt utvecklas på grund av pluggens betongomvandlingar. Därför kommer påverkan på återfyllningens egenskaper att bli liten och kan försummas i den efterföljande analysen. Likaså visar beräkningar att pluggens nedbrytning, som innebär att återfyllningen sedan kan svälla in i de uppkomna håligheter, inte har någon skadlig effekt på återfyllningen ovanför det första deponeringshålet och att det inte behövs några restriktioner vad gäller läget för det första deponeringshålet.

10.3.13 Kapselns utveckling

En av kapselns huvuduppgifter är att fungera som en barriär mot korrosion, säkerhetsfunktion Can1 i figur 10-2. De processer som skulle kunna försvaga kopparhöljet under den tempererade fasen måste därför utvärderas.

Termisk utveckling

Buffertens termiska utveckling analyseras i avsnitt 10.3.4 ovan. Där visas att bufferttemperaturen alltid kommer att vara lägre än 100 °C. Den analysen kan också användas för att utvärdera temperaturen vid kapselytan. För torra deponeringshål är den maximala temperaturen vid kapselns yta och vid kapselns mitt i höjddled omkring 2 °C högre än den maximala bufferttemperaturen, dvs som allra högst 102 °C för några få kapslar. Vid kapselns topp och botten är temperaturen som högst 100 °C under dessa torra förhållanden, eftersom kapseln där är i direktkontakt med bufferten. Om det finns vatten i deponeringshålet kommer bufferten att svälla, vilket innebär att hela kapseln kommer att vara i direktkontakt med bufferten. Temperaturen vid kapselns yta och i bufferten kommer då också att vara mycket lägre (upp till 20 °C kallare jämfört med det torra fallet). Även för den högsta temperaturen som kan förekomma vid den yttre kapselytan kommer temperaturen i segjärnsinsatsen att som högst vara 117 °C (om det pessimistiskt antas att det finns ett argonfyllt mellanrum mellan järnet och kopparn och med den högsta toleransen på gapet och en polerad kopparyta, se **Processrapporten för bränslet och kapseln**, avsnitt 3.2.1). Denna temperatur är emellertid fortfarande lägre än den temperatur på 125 °C som specificeras i konstruktionsförutsättningarna för insatsen. Det blir således inga konsekvenser för kapselns integritet.

Mekanisk påverkan från svällning av bufferten

När kapseln och bufferten har installerats kommer vatten att tränga in i deponeringshålen via de vattenförande sprickorna som skär hålen och i viss utsträckning även via diffusiv transport av vatten genom berggrunden. Detta leder till bevätning och svällning av bufferten. Efter en viss tid kommer bufferten att hejda vatteninflödet genom sprickorna och det börjar byggas upp ett grundvattentryck. Detta kan leda till att det bildas flödesvägar runt deponeringshålen i den ytliga störda zonen där flödesmotståndet förväntas vara som lägst. Därigenom tenderar både bevätningen av bentoniten och tryckuppbyggnaden att bli jämnare. Storleken på denna effekt är emellertid osäker. Det är därför rimligt att anta att det kommer att förekomma inhomogeniteter i tryckuppbyggnaden.

Om kapseln dessutom lutar något i deponeringshålet eller om berget är ojämnt kan det permanent råda tryckojämvtikt även efter vattenmättnad. Detta kan också inträffa om bufferten sväller överst i hålet. Tillfälligtvis kan alltså ojämn vattenmättnad i bufferten orsaka asymmetriska laster. Permanenta asymmetriska laster kan också uppkomma till följd av ojämn densitetsfördelning hos den mättade bufferten på grund av oregelbundenheter i deponeringshålens geometri.

Enligt avsnitt 5.4.3 är sannolikheten för att kapseln inte skulle stå emot lasten från ojämn svällning av bentoniten försumbar. Kort sagt kommer således buffertsvällning inte att utgöra något hot för säkerhetsfunktionsindikatorer Can2 och Can3 i figur 10-2.

Kopparkorrosion

En rad studier under flera decennier, se exempelvis /King et al. 2010/ för en översikt, har kommit fram till att följande ämnen skulle kunna korrodera materialet i kopparkapseln under förvaringsförhållanden efter driftskedet:

- Syre från bufferten och återfyllningen eller från grundvattnet via bufferten.
- Salpetersyra som bildas genom gammarradiolys av kväveföreningar i fuktig luft i mellanrummet mellan kapseln och bufferten.
- Oxidanter som efter vattenmättnad bildas genom radiolys av vatten nära kapseln.
- Sulfid från bufferten och återfyllningen eller från grundvattnet via bufferten.

Korrosionsprocesserna påverkas marginellt av de temperaturförändringar som förväntas i slutförvaret. Korrosionen ger upphov till korrosionsprodukter och en förändring av kopparhöljets tjocklek.

Atmosfärisk korrosion och korrosion som orsakas av det syre som finns initialt i bufferten och återfyllningen diskuterades i avsnitt 10.2.5. Där visades att korrosionsdjupet som högst kommer att vara 500 µm. De kemiska förhållandena i förvaret förväntas sedan vara reducerande under perioden med tempererat klimat, se avsnitt 10.3.7, dvs ingen ytterligare korrosion på grund av syre förväntas.

Under den omättade fasen kommer salpetersyra som bildas genom gammaradiolys av fuktig luft att bidra till korrosionen. Det kan emellertid visas att den mängd salpetersyra som bildas endast motsvarar ett korrosionsdjup på några få nanometer, se avsnitt 3.5.4 i **Processrapporten för bränslet och kapseln**.

Efter vattenmättnad kommer vattnet nära kapseln att utsättas för radiolys, vilket leder till att oxidanter och vätgas bildas. En uppskattning av den maximala mängden oxiderad koppar efter cirka 317 år (10^{10} s, då gammadoshastigheten har sjunkit väsentligt) skulle ge ett korrosionsdjup av 14 µm med antagandet att oxidanter som förekommer i ett 5 mm tjockt skikt runt kapseln når och reagerar med kopparkapseln. De försöksdata som finns ger inga belägg för att gammastrålningen leder till ökad korrosionshastighet, se avsnitt 3.5.4 i **Processrapporten för bränslet och kapseln**.

Som diskuteras i **Processrapporten för bränslet och kapseln** har inverkan på korrosionen från de kemiska och mekaniska förhållandena i kopparmaterialet (svetsfogar, kallbearbetat material), från korrosion som orsakas av jordströmmar eller av saltavlagringar på kopparytan samt spänningskorrosion som kan leda till sprickbildning inte någon betydelse för den långsiktiga säkerheten.

När allt syre har förbrukats kommer sulfid att vara det kvarvarande korroderande ämnet i förvaret. Möjliga sulfidkällor är upplösning av sulfidmineraler i bufferten och återfyllningen, sulfid som bildas genom mikrobiell sulfatreduktion i bufferten och återfyllningen samt sulfid löst i grundvattnet (antingen till följd av upplösning av sulfidmineraler i berget eller till följd av mikrobiell reduktion av sulfater i grundvatten-bergsystemet). Kopparkorrosionen som orsakas av sulfid följs av bildning av kopparsulfid (som för enkelhets skull skrivs som Cu_2S även då andra icke-stökiometriska former är möjliga) och molekylär vätgas.



Pyrit i bufferten och återfyllningen

Korrosion som orsakas av sulfid från den pyrit som initialt finns i bufferten kan gränsättas genom en enkel massbalansuppskattning. Om all den pyrit som initialt finns i de buffertdelar som omger kapselns sida attackerar kapselsidan i form av sulfid, ger det upphov till 0,1 mm och 0,9 mm korrosion av kopparn för MX-80-bentonit respektive Ibeco-RWC-bentonit. Motsvarande värden för den pyrit som finns i den övre delen av bufferten och som attackerar kapsellocket är 0,4 respektive 2,9 mm.

För att få en mer realistisk uppskattning av korrosionen bör även upplösning av pyrit och diffusions-transport av sulfiden från pyriten beaktas. Tiden som krävs för att helt utarma pyriten på denna sulfid kan uppskattas med hjälp av ett enkelt transportuttryck som bygger på sulfidens diffusivitet och löslighetsgräns i bufferten /Hedin 2004b, SKB 2010d/. Anjoners diffusivitet uppskattas ha en övre gräns på $3,0 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ /Ochs och Talerico 2004/, medan lösligheten för sulfid från pyrit uppskattas till $1,17 \cdot 10^{-11} \text{ mol}/\text{dm}^3$ /Duro et al. 2006/. Detta skulle ge korrosionsdjup på mindre än 1 µm under den en miljon år långa analysperioden, till och med för en buffert med det högsta tillåtna pyritinnehållet, se tabell 10-11. Dessa små korrosionsdjup är i stort sett oberoende av geometrin, vilket innebär att korrosionsdjupet är detsamma på sidorna och ovanpå kapseln. Utarmningsfronten når mindre än 2 cm in i bentoniten (även för det lägsta pyritinnehållet som i MX-80) och därför kan enbart den pyrit som finns mycket nära kapseln nå kopparytan.

Både diffusiviteten och sulfidens löslighet är osäkra. Med ett mycket pessimistiskt antagande av en diffusivitet på $1,2 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ (vilket motsvarar oladdad H_2S som diffunderar som HTO, tritiummärkt vatten) och en löslighet på $3,84 \cdot 10^{-9} \text{ mol}/\text{dm}^3$ (med ett antagande av ett mycket lågt järninnehåll i bentoniten, $1 \cdot 10^{-10} \text{ mol}/\text{dm}^3$) skulle bentoniten vid sidan av kapseln utarmas på pyrit. Pyriten ovanpå kapseln skulle inte tömmas på en miljon år eftersom utarmningsfronten som högst når 40 cm och tiden då inte räcker till för att eventuell pyrit i återfyllningen skulle nå kapseln. Korrosionsdjupet skulle som högst bli 114 µm, även med en faktor 3 inkluderat på grund av att deponeringshållet är tre gånger större än kapselns överyta.

Sammanfattningsvis har korrosionen som orsakas av den pyrit som initialt finns i bufferten och återfyllningen försumbar effekt på koppartjockleken, även då analysen sträcker sig över en miljon år.

Tabell 10-11. Korrosionsdjup som orsakas av pyrit som initialt finns i bufferten. Vid beräkningarna användes en endimensionell diffusionsmodell för olika pyritinnehåll i bentoniten. Analysen omfattar en miljon år.

		Mx-80	Ibeco-RWC	Maximalt tillåtet sulfidinnehåll i bufferten (Produktionsrapporten för bufferten)
Pyrit- och sulfidinnehåll				
Pyrit (FeS ₂)		0,07 viktprocent	0,5 viktprocent	
Sulfidinnehåll		0,0374 viktprocent	0,267 viktprocent	0,5 viktprocent
Korrosionsdjup i [µm] under 1 miljon år				
Uppskattad pyritlöslighet, övre gräns för sulfid-diffusivitet.		0,3 µm	0,8 µm	1,0 µm
Pessimistiskt värde på pyritlöslighet vid lågt järninnehåll (10 ⁻¹⁰ mol/dm ³), och diffusivitet som oladdad H ₂ S	kapselns sida	9,5 µm utarmad efter 775 000 år	28 µm	38 µm
	direkt ovanpå kapseln	10,4 µm	28 µm	38 µm
	cylinder med deponeringshålets bredd beaktas	31 µm	83 µm	114 µm

Sulfatreducerande bakterier (SRB) i buffert och återfyllning

Som diskuterades i avsnitt 10.2.5 finns flera olika typer av organiska material med olika ursprung som skulle kunna brytas ned av mikroorganismer och således fungera som energikälla för sulfatreducerande bakterier. Den största mängden av organiskt material i förvaret vid förslutningen är det organiska materialet i bentoniten i bufferten och återfyllningen. Detta materials beskaffenhet är inte helt klarlagd men det består i stor utsträckning troligen av humus- och fulvosyror. Den övervägande delen av detta material är troligen relativt hårt bundet till leran, så när bentoniten har nått sitt svälltryck kommer det att finnas mycket litet organiskt material tillgängligt för upplösning i grundvattnet.

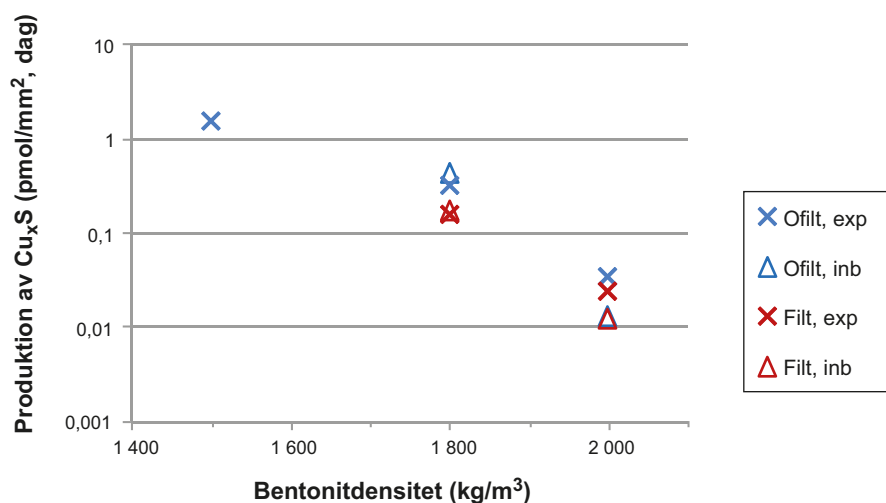
Om allt organiskt material i återfyllningen skulle utnyttjas av sulfatreducerande bakterier skulle det som högst motsvara en mängd producerad sulfid på omkring 13 600 mol per kapsel. Av flera skäl anses det som helt orealistiskt att en sådan mängd sulfid skulle finnas tillgänglig för korrosion. För det första, och som nämndes ovan, skulle denna typ av organiskt material inte vara lättillgängligt för upplösning. För det andra, om det löstes upp, skulle diffusion begränsa transporten av antingen de upplösta organiska ämnena eller eventuellt bildad sulfid. En illustration av transportmotståndet i bentoniten i återfyllningen kan göras genom att anta endimensionell diffusion av sulfid som bildats på samma plats som den där det organiska materialet bryts ned och löses upp. Då det enkla transportuttrycket för utarmning genom diffusion återigen är resultatet att utarmningsfronten förflyttar sig 0,5 till 2,8 m under en miljon år, beroende på vilken diffusivitet och sulfidkoncentration som används. Denna utarmningslängd bör jämföras med längden hos den adekvata tunnelsektionen (3 m, som är halva avståndet mellan intilliggande deponeringspositioner) som ska läggas till längden hos bentoniten ovanför kapseln (minst 2,5 m). Detta tyder på att endast en liten del av den sulfid som bildas i återfyllningen på grund av mikrobiell aktivitet kan nå kapseln under den en miljon år långa analysperioden. En enkel endimensionell diffusionsberäkning kan göras för att uppskatta den mängd sulfid som skulle kunna transporteras från ett läge i tunnelsulan till kapsellocket där den orsakar korrosion. Med ett pessimistiskt antagande att en sulfidkoncentration på 10⁻⁴ M skulle kunna upprätthållas i återfyllningen (eventuella utarmningseffekter beaktas inte) och där diffusiviteten pessimistiskt antas vara den som gäller för oladdade ämnen, beräknas korrosionsdjupet till 2 mm med antagandet att korrosionen sker på locket och de översta 10 procenten av kapselns höjd.

Alla andra källor av organiskt material i förvaret är mindre till mängden och de mängder sulfid som möjligen skulle kunna bildas är försumbara från korrosionssynpunkt. Det organiska materialet i deponeringstunnlarna och andra områden /Hallbeck 2010/ motsvarar omkring 35 mol sulfid per kapsel, utöver det organiska material som finns i bentoniten. Den totala mängden organiskt material i deponeringshålen är en faktor fem lägre än mängden i deponeringstunnlarna. Återigen utgörs den helt dominerande delen av detta av det svårslösliga organiska material som finns i bentoniten. Med antagandet att bergytorna inte rengörs innan förvaret försluts skulle de biofilmer som bildas på bergytorna motsvara 11 mol sulfid per kapsel från deponeringstunnlarna. Anaerob korrosion av

bergbultar och andra järninnehållande komponenter som finns kvar i förvaret genererar vätgas som skulle kunna leda till sulfidbildning via acetogener och sulfatreducerande bakterier på det sätt som beskrivs i underavsnittet ”Effekter av organiska material och mikrobiella processer” i avsnitt 10.2.5. Den maximala mängden sulfid som skulle kunna produceras uppskattas med hjälp av en massbalansberäkning till 353 mol sulfid per kapsel. Sulfiden antas vara direkt tillgänglig för korrosion och ingen hänsyn tas till vätgasdiffusion till grundvattnet eller till den reaktion mellan sulfid och det korroderade järnet som ger järn(II)sulfid. Som en illustration kan återigen dessa maximivärden av potentiellt bildad sulfid omvandlas till korrosionsdjup. En jämn korrosion runt om kapseln antas då och samtliga transportprocesser försummas. Vid en sådan jämförelse motsvarar 350 mol sulfid per kapsel ett korrosionsdjup på 300 µm och 35 mol sulfid motsvarar 30 µm.

Förekomst av sulfatreducerande bakterier (SRB) i kommersiell bentonit och deras potential att vara aktiva efter exponering för hög temperatur eller hög salthalt har påvisats /Mazurat et al. 2010a/. I ytterligare försök /Mazurat et al. 2010b/ fastställdes sulfidproduktionen uttryckt som Cu_xS för olika bentonitdensiteter, se figur 10-85. Beroendet av bentonitdensitet och därmed av svälltrycket påvisas klart av de försöksdata som erhöles. Densiteten i den installerade bufferten i referensutförningen är 1 950–2 050 kg/m^3 , se avsnitt 5.5.3. Vid en bentonitdensitet på 2 000 kg/m^3 var den högsta uppmätta kopparsulfidproduktionen $0,034 \cdot 10^{-12}$ mol/ mm^2 per dag, vilket skulle motsvara ett korrosionsdjup på 0,18 mm under en period på en miljon år. Vid en bentonitdensitet på 1 800 kg/m^3 är i stället de motsvarande värdena en uppmätt kopparsulfidproduktion på $0,42 \cdot 10^{-12}$ mol/ mm^2 per dag och ett korrosionsdjup av 2,2 mm under en period på en miljon år. Det måste emellertid påpekas att försöksbetingelserna var mycket mer gynnsamma för mikrobiell aktivitet än vad som kan förväntas i förvaret, eftersom laktat tillsatts som energikälla och som källa till organiskt kol vid försöket. Det har även visats att bildningen av kopparsulfid i denna typ av försök domineras av diffusiv transport /Pedersen 2010/. I de försök som /Mazurat et al. 2010b/ utförde kan det därför inte uteslutas att en del av den kopparsulfid som bildades härrörde från sulfid som diffunderat in från cirkulerande grundvatten och inte enbart från sulfid som producerats genom mikrobiell aktivitet i bentoniten. Värdena i figur 10-85 är av flera skäl således överskattningar av sulfidproduktionen i bentoniten. Densiteten i den installerade återfyllningen förväntas vara omkring 1 700 kg/m^3 , se avsnitt 5.6.3. Den mikrobiella sulfatreduktionen i bentoniten i återfyllningen skulle kunna vara något högre under dessa förhållanden, men fortfarande mycket begränsad, vilket kan uppskattas från figur 10-85. Totalt sett uppgår de pessimistiska uppskattningarna av korrosion som orsakas av mikrobiell aktivitet i bufferten och återfyllningen till omkring 3 mm.

Det förekommer osäkerheter avseende storleken på den andel organiskt material som skulle kunna användas av sulfatreducerande bakterier. Emellertid anses den korrosion som sker på grund av den sulfid som bildas genom mikrobiell aktivitet på det organiska materialet i förvaret, eller med anaerob stålkorrosion som energikälla, ha försumbar inverkan på koppartjockleken även sett under en miljon år.



Figur 10-85. Produktionshastighet av Cu_xS hos kopparkuponger inbäddade i MX-80-bentonit som exponerats för ofiltrerat eller sterilfiltrerat grundvatten vid Äspölaboratoriet. Kupongerna hade antingen en ände som stod i kontakt med grundvatten (exp) eller så var de helt inbäddade (inb) (bearbetad från /Mazurat et al. 2010b/).

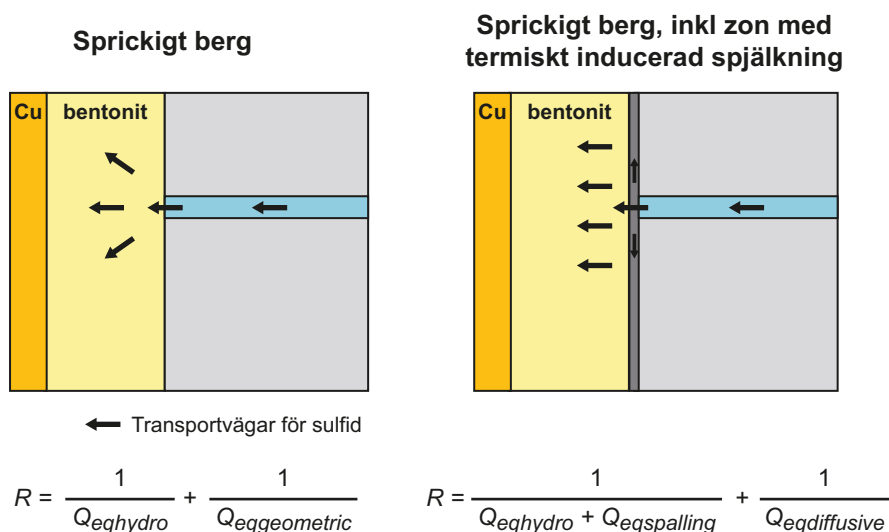
Sulfid i grundvattnet – intakt buffert

Vid den hydrogeokemiska utvärderingen som presenterades i avsnitt 10.3.7 dras slutsatsen att de anoxiska grundvattenförhållanden som nu råder på försvarsdjupet kommer att upprätthållas under hela den tempererade perioden som följer efter förslutningen av förvaret, trots den med tiden ökande andelen meteoriskt vatten. Den kemiska miljön som omger förvaret kommer således att uppfylla kriteriet för säkerhetsfunktionsindikator R1a.

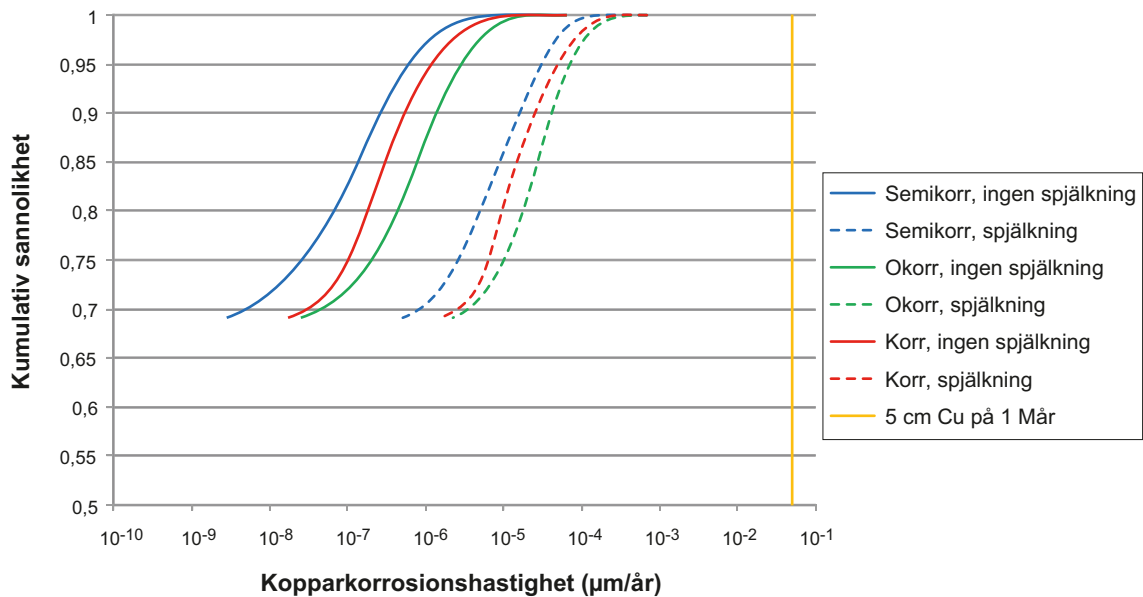
För sulfid i grundvattnet är det transporten av sulfiden till kapselytan som avgör korrosionshastigheten. Transportmotståndet utgörs av olika delar som har olika stor betydelse under olika flödesförhållanden. Konceptet ekvivalent flöde, Q_{eq} , är den viktigaste delen i den konceptuella modellen för transport i en intakt buffert.

Massöverföringen mellan den intakta bufferten och en flödesspricka som står i kontakt med bufferten visas schematiskt i figur 10-86. Transportbeskrivningen beror på om det finns en termiskt inducerad spjälkningszon i berget eller inte på det sätt som exempelvis visas i figur 10-34. Sammanfattningsvis modelleras transportmotståndet enligt följande. Det Q_{eq} som erhålls från den hydrogeologiska DFN-modelleringen som beskrivs i avsnitt 10.3.6 är gemensamt för båda fallen (denna transportväg till/från deponeringshålet kallas Q1 både i den hydrogeologiska modelleringen och i beräkningarna av radionuklidtransport). Utan spjälkning är detta motstånd i serie med en geometrisk term som tar hänsyn till diffusionen i olika riktningar i bentoniten. Med spjälkning modifieras Q_{eq} så att det tar hänsyn till diffusionen i zonen med högre konduktivitet, vilket sänker transportmotståndet mellan bufferten och flödessprickan. Ett diffusivt transportmotstånd adderas sedan seriellt för att representera diffusionen i resten av bufferten. För härledning av ekvationen som beskriver transporten i matematiska termer, se /SKB 2010d/. Den mängd sulfid som når kapseln beräknas från det ekvivalenta flödet och sulfidkoncentrationen i grundvattnet. Korrosionshastigheten härleds sedan från mängden sulfid som verkar på den yta som ges av kapselns cylindriska del. På grund av sulfidens vertikala spridning i bufferten kommer den att vara mer koncentrerad nära sprickan. En faktor 7 (benämnd buffertkoncentrationsfaktor, BCF, se /SKB 2010d/) används för att få den högsta korrosionshastigheten.

Transportmodellerna används sedan för de flödesfördelningar som härleds från den hydrogeologiska DFN-modellering som beskrivs i avsnitt 10.3.6. I figur 10-87 visas fördelningen av korrosionshastigheter för de semikorrelerade, okorrelerade och fullständigt korrelerade hydrogeologiska basfallen, med eller utan termiskt inducerad spjälkning. Sulfidkoncentrationen har satts till $1 \cdot 10^{-5}$ mol/dm³, vilket är 90:e percentilen av den sulfidfördelning som uppmätts i Forsmark, se avsnitt 10.3.6. Den högsta beräknade korrosionshastigheten (för det fullständigt korrelerade hydrogeologiska DFN-basfallet, med spjälkning) motsvarar ett korrosionsdjup på omkring 0,6 mm under en miljon år.



Figur 10-86. Schematisk beskrivning av olika transportmotstånd för sprickigt berg och sprickigt berg med en termiskt inducerad spjälkningszon.



Figur 10-87. Fördelning av korrosionshastigheter för de olika hydrogeologiska DFN-modellerna. Effekten av en termiskt inducerad spjälkningszon visas. Sulfidkoncentrationen har satts till $1 \cdot 10^{-5}$ mol/dm³, vilket är 90:e percentilen av den sulfidfördelning som uppmäts i Forsmark. Observera att nästan 70 procent av deponeringshålen över huvud taget inte är konnekterade med någon Q1-spricka.

Det ska noteras att sulfidkoncentrationen har antagits vara konstant över tiden i dessa beräkningar. Även om den högsta uppmätta sulfidkoncentrationen används för samtliga deponeringshål skulle korrosionsdjupet som högst vara 7,8 mm för den en miljon år långa analysperioden. Detta är emellertid ett totalt orealistiskt fall.

Även följande bör noteras:

- Om flera sprickor skär deponeringshålet har de ekvivalenta flödena för dessa lagts ihop, vilket är pessimistiskt eftersom fördelningen mellan flera sprickor skulle sprida korrosionsattacken över kapselytan.
- Samtliga sprickor antas skära den del av deponeringshålet där kapseln befinner sig.

Korrosion under inte fullständigt mättade förhållanden

Under mättnadsfasen kommer de omättade förhållanden som råder vid deponeringen att övergå till fullständigt mättade förhållanden. Detta leder till en rad förhållanden i bentoniten som kommer att variera både tidsmässigt och rumsligt. Den mikrobiella aktiviteten i omättad bentonit kommer att begränsas av den låga vattenaktiviteten (förhållandet mellan lösningens ångtryck och det i rent vatten; mindre än 0,5 vid de vatteninnehåll som diskuteras i /Åkesson et al. 2010a/, vilket bör jämföras med det värde på 0,96 som krävs för att sulfatreducerande bakterier ska vara aktiva /Motamedi et al. 1996/). I den fullständigt mättade bentoniten begränsas den mikrobiella aktiviteten av svälltrycket (se ovan i detta underavsnitt under rubriken "Sulfatreducerande bakterier (SRB) i buffert och återfyllning"). Under processen som leder till mättnad kan det inte uteslutas att förhållandena kommer att vara mer gynnsamma för mikrobiell aktivitet.

Som diskuteras i ovan nämnda underavsnitt kan endast begränsade mängder av den sulfid som möjligen kan bildas i återfyllningen nå kapseln, på grund av den begränsade transportkapaciteten. Kapaciteten skulle snarare vara lägre i den omättade bufferten än i den mättade. Perioden med delvis omättade förhållanden kommer således inte att öka den mängd sulfid som maximalt kan nå kapseln. För korrosionsprocesser som begränsas av massbalanser av korroderande ämnen blir det inte något extra bidrag på grund av ändrade mättnadsförhållanden.

Advektiva förhållanden i deponeringshålet

Korrosion under advektiva förhållanden i deponeringshålen analyseras i avsnitt 10.4.9. Enligt avsnitt 10.3.11 kommer inga deponeringshål att förlora sådan mängd mycket buffertmaterial genom kolloidfrigörelse till följd av utspädda grundvatten att advektiva förhållanden under den inledande tempererade perioden måste antas. (Även om sådana förhållanden skulle uppstå visas det i avsnitt 10.4.9 att korrosionen inte är tillräckligt snabb för att ge upphov till genombrott i kopparkörlet under de första 100 000 åren.)

Sammanfattning av analysen av kopparkorrosion

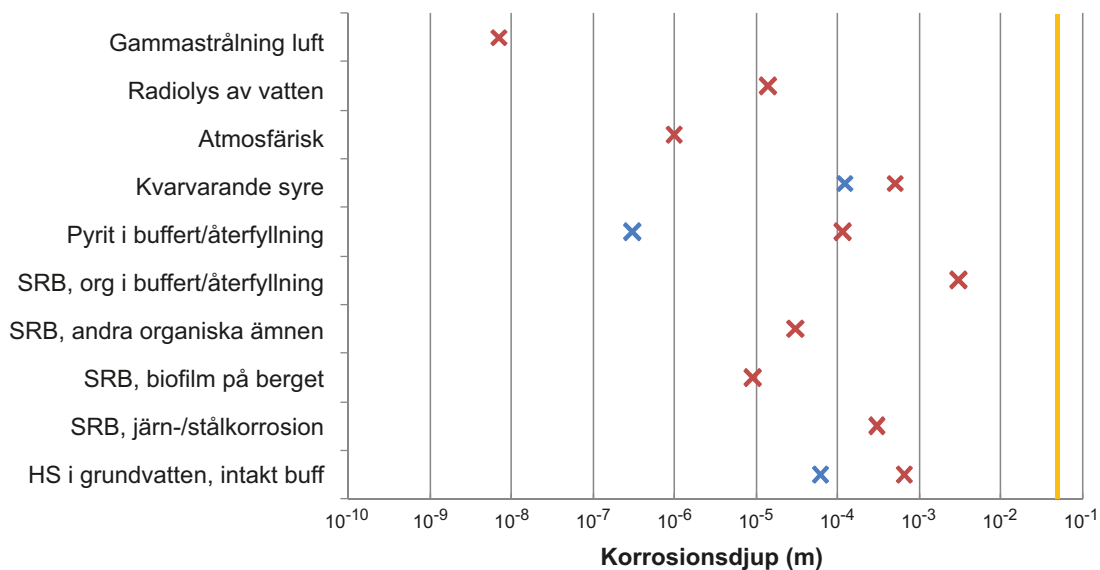
För de korrosionsprocesser som analyseras för den inledande tempererade perioden är korrosionsdjupet mycket mindre än kopparkörlets tjocklek. Detta är även fallet för en analysperiod som omfattar en miljon år, vilket visas i figur 10-88. Flera processer ger korrosionsdjup som är mindre än 100 µm och inte någon process ger korrosionsdjup som är större än några få mm. Korrosionsdjupen från de olika processerna kan inte summeras rakt av eftersom kombinationen av dem kräver en mycket utförligare kemisk analys (så väl som en statistisk analys av flödet och sulfidfördelningarna), men även om de försiktigtvis adderas, är summan ändå mindre än 5 mm.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Följande slutsatser har nåtts beträffande kopparkorrosion under den tempererade perioden.

- Den totala kopparkorrosionen under bygg- och driftfasen samt de första tusen åren uppskattas till mindre än 1 mm. Det största bidraget till denna uppskattning kommer från det initialt inneslutna syret.
- Kopparkorrosion till följd av ämnen i bufferten, återfyllningen eller grundvattnet utgör inte ett hot mot kapselns integritet under den inledande tempererade perioden. Även under den totala analysperioden på en miljon år skulle den förväntade korrosionen av kapseln då ett tempererat klimat antas råda endast ge upphov till korrosionsdjup i storleksordningen några få millimeter, även för de mest ogynnsamma deponeringspositionerna i Forsmark.
- Inga deponeringshål kommer att förlora så stor mängd buffertmaterial genom kolloidfrigörelse till följd av utspädda grundvatten att advektiva förhållanden måste antas, vilket betyder att korrosion under advektiva förhållanden kan uteslutas under den inledande tempererade perioden.

Kapselbrott på grund av korrosion kommer således inte att inträffa under den inledande tempererade perioden.



Figur 10-88. Uppskattningar av korrosionsdjup från olika korrosionsprocesser som kan tänkas förekomma i förvaret. Här visas de för en analysperiod på en miljon år. Inte någon av dessa processer orsakar penetration av kopparkörlet. Röda kryss representerar pessimistiska antaganden, medan blåa kryss representerar mer realistiska antaganden (då beräkningar finns tillgängliga). Den gula linjen anger kopparkörlets tjocklek på 5 cm.

10.3.14 Utveckling av centralområdet, toppförslutningen och borrhålspluggarna

Den enda funktion som förslutningen av utrymmena i centralområdet har är att ta upp utrymme, utan någon annan konstruktionsförutsättning än att förhindra väsentlig konvergens och sättningsskador hos det omgivande berget. Återfyllningens enda syfte i den övre delen av rampen och schaktet är att förhindra oavsiktligt intrång i förvaret och att hålla den nedre delen av återfyllningen på plats. Båda dessa områden fylls med bergkross med en hydraulisk konduktivitet som antas vara hög.

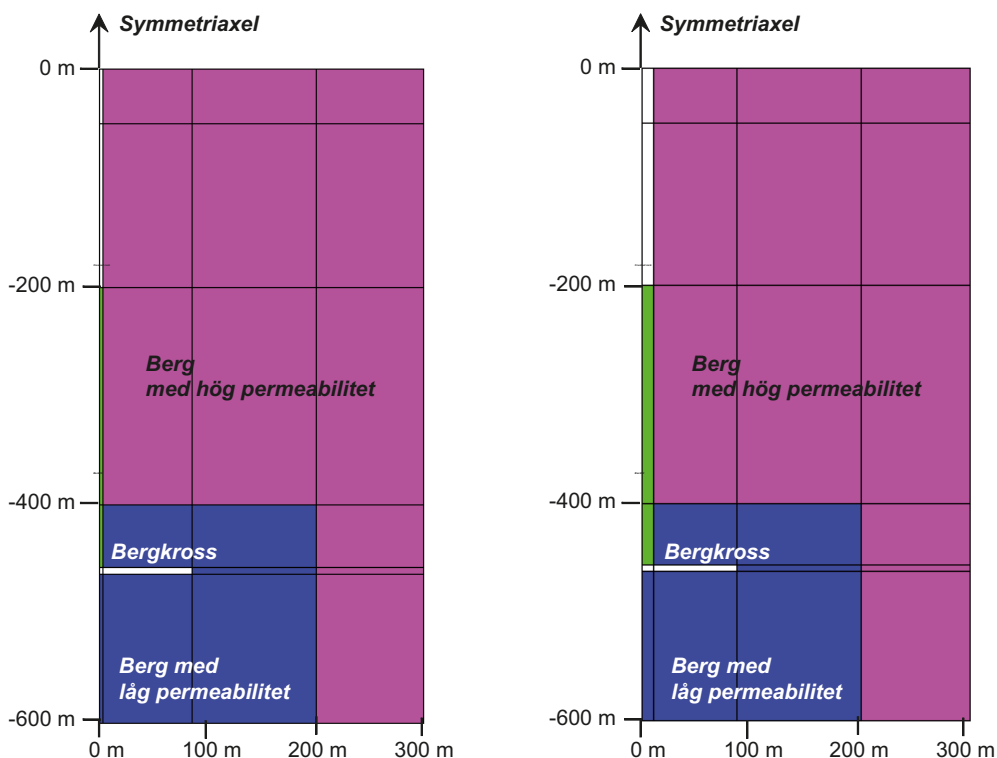
För att säkerställa att de inte fungerar som tillkommande väsentliga transportvägar måste ett antal undersökningsborrhål, hål som borrats både från ytan och från bergutrymmen, tätas vid förslutningen av djupförvaret. Borrhålsförslutningarnas utformning återfinns i **Produktionsrapporten för förslutningen** och beskrivs översiktligt i avsnitt 5.7.2. Den grundläggande idén är att använda bentonit som förslutning i det intakta berget och pluggar av betong med lågt pH i de fall borrhålen skärs av sprickor.

Centralområdet och toppförslutningen

För dessa områden görs i SR-Site endast en analys av tidsskalan för mättnaden. Två olika axisymmetriska 2D-geometrier användes: en med en sann tvärsnittsarea och en med en sann volym för rampen, se figur 10-89. Den spiralformade lutande rampen representeras helt enkelt av vertikala cylindrar. I geometrin med en sann tvärsnittsarea är cylinderns tvärsnittsarea i modellen densamma som rampens (33 m^2). Detta betyder också att cylindervolymen i modellen endast är en tiondel av rampvolymen, eftersom rampen lutar 10 procent. I den andra geometrin representeras därför en korrekt rampvolym, där den modellerade cylinderns tvärsnittsarea är tio gånger större än rampens verkliga tvärsnittsarea.

Det första material som mäts är bergkrossen i rampen och därefter kommer bergkrossen i centralområdet. Sist mäts återfyllningen.

Enligt den metod som valts är modellen med sann tvärsnittsarea relevant för de delar i vilka fyllningsmaterialet begränsar inflödet, eftersom bevätningen främst avgörs av fyllningsmaterialets egenskaper och ramptvärsnittets mått. I motsats till detta är modellen med sann volym relevant för



Figur 10-89. Axisymmetriska geometrier för centralområdet och rampen. Till vänster visas den sanna tvärsnittsarean och till höger den sanna volymen för rampen /Åkesson et al. 2010a/.

de delar i vilka berget begränsar inflödet, eftersom huvudprocessen i detta fall i stort sett utgörs av överföringen av en specifik vattenvolym genom en stor bergvolym. Med detta angreppssätt och de tillgängliga resultaten kan följande observationer göras.

- Den tid som krävs för att mätta bergkrossen i rampen avgörs huvudsakligen av berget. Den mest relevanta tidsskalan för detta ges därför av modellen med sann volym, dvs ungefär 20 år.
- Den tid som krävs för att mätta bergkrossen i centralområdet avgörs huvudsakligen av berget. Den mest relevanta tidsskalan för detta ges därför också av modellen med sann volym (även om skillnaden är mindre), dvs ungefär 150 år.
- Slutligen avgörs den tid som krävs för att mätta återfyllningen i rampen huvudsakligen av återfyllningen. Den mest relevanta tidsskalan för detta ges därför av modellen med sann tvärsnittsarea, dvs ungefär 200 år.

Vid förvarsplatsen i Forsmark avgörs tidsskalan för mättnad av centralområdet av flödesförhållandena i berget, se avsnitt 10.3.6 och figur 10-23.

Utveckling av borrhålsförslutningarna

Kemiska interaktioner mellan betong och bentonit

Interaktionen mellan bentoniten och betongen i borrhålsförslutningarna kan beskrivas på samma sätt som interaktionen mellan tunnelpluggarna och återfyllningen, se avsnitt 10.3.12. Slutsatsen är att pH-värdet i bentoniten närmast betongen kommer att öka, men att denna pH-ökning inte kommer att vara långvarig och inträngningsdjupet blir litet. Cementdelen av betongen kommer att brytas ned med tiden, men ballastmaterialet kommer att bestå. Förlusten av bentonit till det flödande vattnet i sprickan kan därför antas vara begränsad.

Enligt tabell 10-6 är den maximala kloridkoncentrationen under alla tidsskeden $< 0,4 \text{ kmol/m}^3$ i grundvattnet i Forsmark. Enligt figur 5-14 förväntas detta inte påverka bentonitmaterialets egenskaper. Denna slutsats gäller för förvarets hela utvecklingsperiod.

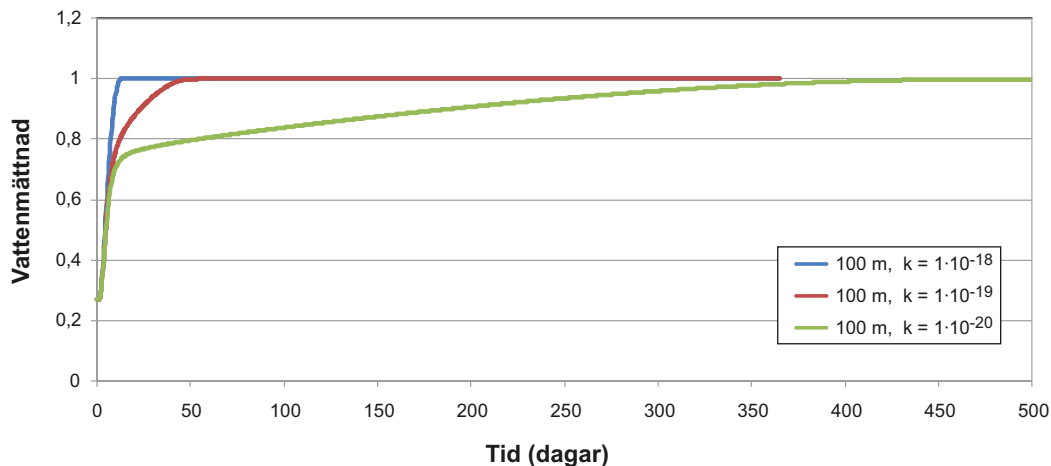
Analys av tidsskalan för bevätning av borrhålsförslutningarna

De kompakterade bentonitcylindrarna placeras i perforerade kopparrör för att de lättare ska kunna installeras. När pluggen installerats kommer bentoniten att svälla genom perforeringarna och sedan vidare ut mellan röret och berget. /Åkesson et al. 2010a/ har beräknat tiden det tar för förslutningarna att mättas som en funktion av permeabiliteten hos det omgivande berget. Figur 10-90 visar mättnadstiden vid djupnivån 100 m. Vid djupnivån 500 m går det ännu snabbare på grund av det högre hydrauliska trycket.

Även om bergmassan inte innehåller sprickor och har extremt låg permeabilitet, tyder modellerna på att pluggen mättas snabbt. Med tanke på att snabb mättnad är att önska, bedöms modellen vara ganska pessimistisk i den meningen att tiden det tar innan vattenmättnad är nådd troligen är över-skattad för den lägre hydrauliska konduktiviteten i berget. Det är mycket osannolikt att en skiva med en radie på 600 m har sådan låg permeabilitet i berget och inte skärs av några sprickor. Dessutom befinner sig den hydrauliska tryckranden ganska långt från borrhålet (600 m) i modellen. Den modell som används är endimensionell (radiellt symmetrisk) och endast radiellt flöde tillåts. Det fastlagda hydrostatiska trycket 600 m från borrhålet inducerar en mycket låg vattentrycksgradient som i sin tur är den enda drivkraften för att borrhålsförslutningen ska mättas. Slutligen tillåts inget axiellt flöde i borrhålen, dvs mättade delar av förslutningen kan inte bidra till bevätningen av närliggande omättade delar. Ett mindre pessimistiskt antagande med ett kortare avstånd till gränsen skulle innebära att bentonitförslutningen mättas snabbare.

Homogenisering av borrhålsförslutningar

Den utformning som föreslås för en bentonitplugg utgörs av cylindriska bentonitblock som kompakterats till en höjd på omkring 5 cm och placerats inuti ett perforerat kopparrör. För att pluggen ska fungera som avsett i ett borrhål måste bentonitens svällförmåga vara tillräckligt hög för att den ska utvidgas genom hålen och tränga in bakom väggarna i det perforerade röret. Denna utvidgning och genomträngning har analyserats med hjälp av analytiska lösningar och de erhållna resultaten har utvärderats av /Åkesson et al. 2010a/.



Figur 10-90. Utvecklingen av vattenmättnad i borrhålsförslutningarna av bentonit för olika hydrauliska permeabiliteter (m^2) i berget. Modell för 100 m djup med en radie på 600 m till den vattenbärande randen.

Bentoniten kommer först att svälla radiellt genom hålen i det perforerade kopparröret och sedan tangentiellt mellan kopparrör och bergytan, se figur 10-91b. Det är viktigt att svälltrycket från bentoniten inuti kopparröret, σ_0 , kan överföras till berget med ett svälltryck σ_1 och vidare genom mellanrummet bakom kopparrör med ett svälltryck σ_2 och att dessa spänningar (tryck) är tillräckligt stora för att god förslutning ska uppnås.

Den inverkan friktionsvinkeln och radien hos perforeringshålerna beräknas ha på det lägsta svälltrycket mellan kopparröret och bergytan visas i figur 10-92. Figuren visar att en radie på 5 mm för perforeringshålerna ger det högsta minimala svälltrycket och att inverkan av friktionsvinkeln är mycket stor mellan 10 och 20 grader. Men om bentonitens densitet i röret är tillräckligt hög för att ge ett svälltryck på omkring 10 MPa, är minskningen av svälltrycket bakom röret så liten att friktionsvinkeln inte kommer att överskrida 10 grader. Om å andra sidan den initiala densiteten är lägre (till exempel på grund av att bentonit förloras under installationen) kan friktionsvinkeln öka signifikant och därmed påverka det lägsta svälltryck som uppnås.

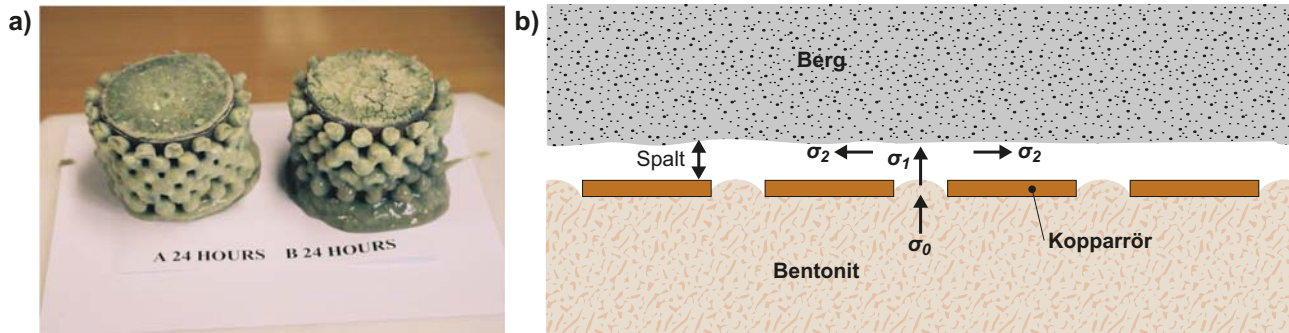
Resultaten visar att minskningen av svälltrycket är godtagbar och ändå ger tillräckligt hög densitet för att uppfylla kraven för pluggarna, under förutsättning att inte för mycket material förloras under installationen. Modellens styrka är att den verkliga svällningen kan och har testats i simulerade borrhål med geometri, material och förhållanden som i stor utsträckning liknar de verkliga.

Homogenisering av borrhålsförslutningar efter bentonitförlust

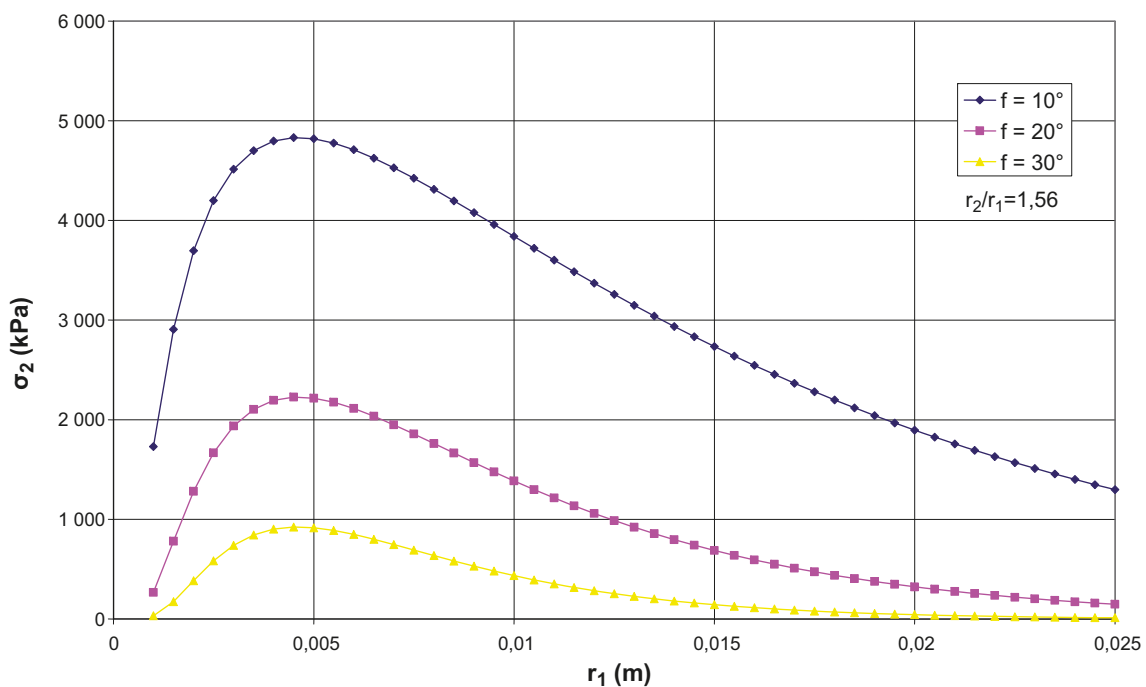
Om bentonitförlusten i en sektion är så stor att hålet bitvis är tomt kommer svällförmågan hos bentoniten att få den intilliggande bentoniten att svälla och fylla upp det tomma utrymmet. Men friktionen i bentoniten förhindrar att den homogeniseras helt. /Åkesson et al. 2010a/ har beräknat homogeniseringsgraden hos bentoniten i en förslutning för ett fall där en del av bentoniten har försvunnit. Figur 10-93 beskriver situationen vid jämvikt, efter det att bentonit över en längd L har förlorats och svällning samt homogenisering har ägt rum. Förloppet och tiden för att nå jämvikt har inte beaktats.

Beräkningarna visar att svälltrycket och därmed densiteten kommer att minska mycket snabbt. Vid exempelvis sträckan $z=1$ m (vilket motsvarar en tom del på 2 m) kommer svälltrycket, för håldiametern 70 mm, ett ursprungligt svälltryck på 10 MPa och en friktionsvinkel $\varphi = 20^\circ$, att vara $\sigma = 9 \cdot 10^{-3}$ Pa, vilket är så lågt att egenskaperna hos bentoniten praktiskt taget motsvarar de hos vatten. Om 1 kPa sätts som den gräns vid vilket tryck bentoniten är en gel, kommer motsvarande svällsträcka, dvs längden över vilken det förekommer en densitetsgradient, att vara 0,44 m. En känslighetsanalys av denna gräns och friktionsvinkeln visar att svällsträckan kan variera mellan cirka 0,3 och 1 m. Detta betyder att densiteten i en del av det ”opåverkade” borrhålet nära gränsen kommer att minska och att densiteten i en del av det ”tomma” borrhålet kommer att öka. Densitetsgradienten är inte linjär utan beror på förhållandet mellan densitet och svälltryck, vilket inte har uppmätts vid ett svälltryck lägre än omkring 10 kPa. En grov uppskattning är att 20–30 procent av svällsträckan z kommer från den

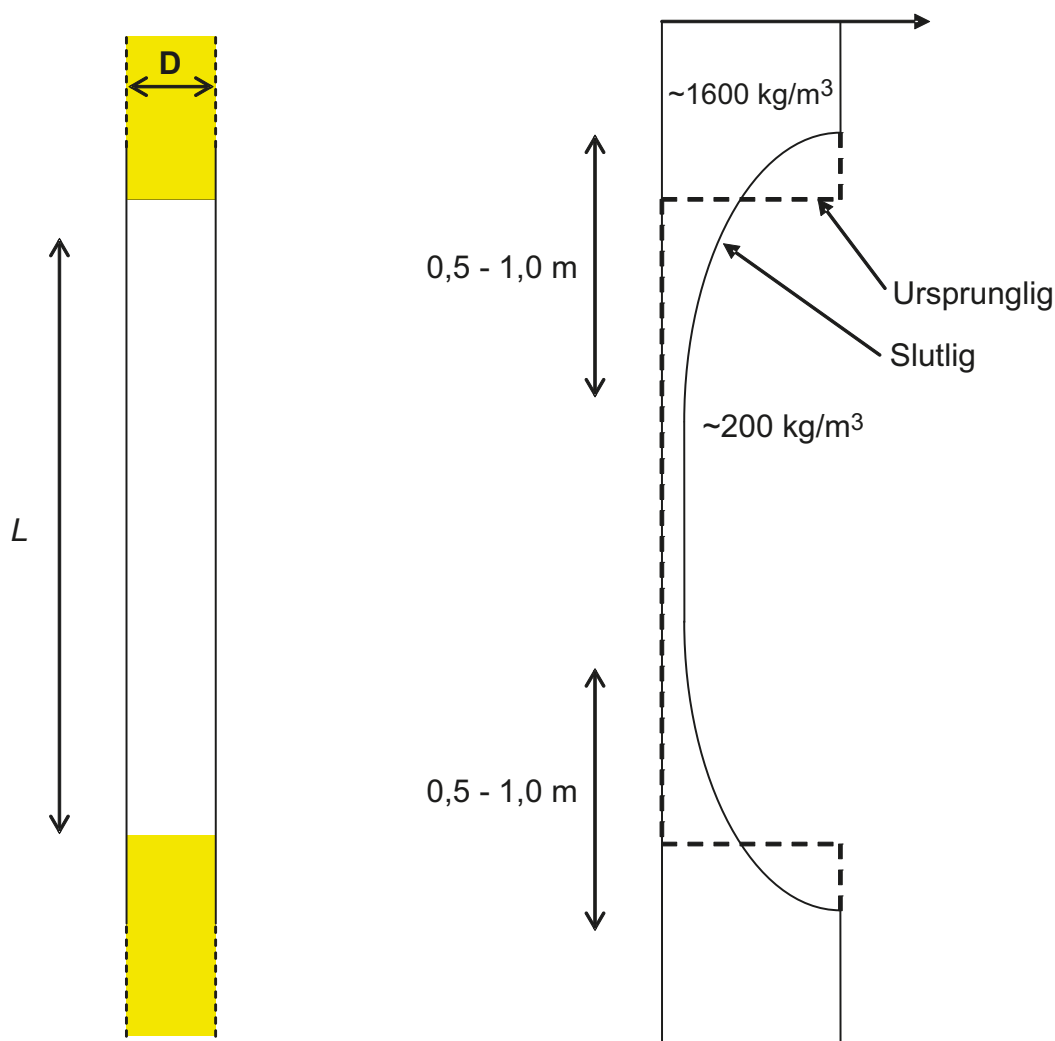
”opåverkade” delen och resten av längden z fyller upp den ”tomma” delen. Den kvarvarande delen av borrhålet kommer att vara ofylld eller fylld med en mycket lös kolloidal dispersion som genereras av nedfallande bentonitpartiklar. Beräkningarna och resonemangen visar således att om ett borrhål som förslutits med bentonit förlorar bentonit längs en sträcka som är längre än 1–2 m kommer situationen då jämvikt uppnåtts att likna den som visas till höger i figur 10-93.



Figur 10-91. a) Fotografi av bentonit som sväller genom ett perforerat kopparrör (från /Pusch och Ramqvist 2004/). b) Schematisk översikt av svällningen av bentonit genom det perforerade kopparröret (horisontellt borrhål). Det ursprungliga svälltrycket σ_0 hos bentoniten sjunker till σ_1 när den sväller genom hålen till berget och sedan ytterligare till σ_2 när den sväller bakom kopparrören (omritad från /Åkesson et al. 2010a/).



Figur 10-92. Beräknat minsta svälltryck bakom kopparröret som en funktion av perforeringshålens radie för olika friktionsvinklar /Åkesson et al. 2010a/.



Figur 10-93. Illustration av densitetsfördelningen i ett borrhål där bentonit har förlorats längs med en sträcka L /Åkesson et al. 2010a/.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Mättnadstiden för centralområdet, rampen och schaktet används inte ytterligare i analysen. Syftet med de beräkningar som redovisats i denna del var att få rimliga uppskattningar av hur lång tid processen tar.

Borrhålsförslutningarnas referensutförning kommer att fungera som avsett, eftersom:

- Mättnadsprocessen är relativt snabb, fullständig mättnad kan förväntas inom mindre än ett år även i en mycket torr del av berget.
- Bentonitcylindrarnas svällförmåga är tillräcklig för att bentoniten ska kunna tränga igenom perforeringshålerna i kopparröret och för att skapa ett tillräckligt svälltryck mot berget.
- Den kemiska interaktionen mellan betongpluggarna och bentoniten kommer att ha begränsad eller ingen effekt på den totala funktionen.

Bentonitförlust över en sträcka på ett fåtal meter i borrhålsförslutningarna kommer att leda till en total funktionsförlust i den sektionen. Den kvarstående förslutningen kommer emellertid i stort sett att vara opåverkad.

10.3.15 Sammanfattning av de första tusen åren efter förslutning

Värmen från det använda bränslet leder till en snabb temperaturstegring i bufferten, där temperaturtoppen kommer att inträffa någon gång mellan 5 och 15 år efter deponeringen. Därefter kommer temperaturen långsamt att sjunka på grund av att värmekällans radioaktivitet klingar av. Analyserna

som presenterades i avsnitt 10.3.4 visar att det finns tillräcklig marginal till kriteriet för högsta tillåtna temperatur i bufferten, även då hänsyn tas till den rumsliga variationen i bergets termiska egenskaper och till att övriga data som är nödvändiga för beräkning av resultatet ges ett pessimistiskt värde. Denna slutsats är giltig under förutsättning att hänsyn tas till värmeutvecklingen under deponeringssekvensen, så att inverkan från redan deponerade kapslar inte i onödig utsträckning påverkar värmeutvecklingen hos de kapslar som deponeras senare, se även avsnitt 15.5.15. En sådan hantering bedöms vara fullt möjlig och det finns inget behov av att beakta en situation med en buffert som överskrider kriteriet för maximal temperatur i SR-Site.

Den mekaniska utvecklingen av berget domineras av effekterna av den termiska belastningen från kapslarna och – i mindre omfattning – av det svälltryck som utvecklas från bufferten och återfyllningen. Hänsyn måste även tas till den långsiktiga påverkan från bergets spänningsfält. Enligt avsnitt 10.3.5 kan följande slutsatser dras angående den mekaniska utvecklingen.

- Reaktivering av sprickor i närområdet såväl som i fjärrområdet till följd av termisk belastning som skulle kunna påverka den mekaniska stabiliteten och sprickors transmissivitet i berget utesluts från ytterligare analys, eftersom de beräknade effekterna på sprickors transmissivitet under värmefasen är små och kraftigt begränsade till mycket små områden nära deponeringstunneln.
- Reaktivering till följd av den kontinuerliga horisontella spänningen från den mittatlantiska ryggen som skulle kunna påverka deponeringshålens mekaniska stabilitet (säkerhetsfunktion R3a) kan inte helt uteslutas ens under den tempererade perioden. Enligt den jordskalvsanalys som presenterades i avsnitt 10.4.5 kan i genomsnitt mellan $9,3 \cdot 10^{-6}$ och $2,2 \cdot 10^{-5}$ kapslar utsättas för skjuvning på 50 mm eller mer till följd av jordskalv inom tidsramen tusen år.
- Sprickbildning i berget, dvs termiskt inducerad spjälkning, kommer troligen att inträffa även om det mottryck som utverkas av bentonitpelletarna i spalten mellan bufferten och bergväggen kan undertrycka spjälkningen, eller åtminstone hålla de spjälkade skivorna på plats och minimera den hydrauliska transmissiviteten hos den skadade zonen. En uppsättning gränssättande beräkningsfall, där antingen ingen spjälkning eller spjälkning i samtliga deponeringshål antas, förs vidare till ytterligare analys. Risker för spjälkning kan i viss utsträckning bero på deponeringsföljden och andra aspekter av utformningen, se även avsnitt 15.5.15.
- Data från litteraturen tyder på att det inte finns någon risk för krypdeformation som skulle kunna ha någon signifikant påverkan på deponeringshålens geometri, vilket gör att detta fenomen kan uteslutas från säkerhetsanalysen.

Analys av systemets hydrauliska utveckling visar att efter förslutningen av förvaret följs ett snabbt initialt tillflöde av en asymptotisk period där tillflödet gradvis minskar. Det kommer att ta flera hundra år innan förvaret är helt mättat.

Utförliga regionala och förvarsspecifika analyser av grundvattenflödet för det mättade berget tyder på att förvarsplatsen i Forsmark har gynnsamma egenskaper vad gäller de prestandamått som rör grundvattenflöde och transport, oavsett vilken av modellerna som används. Mer specifikt varierar transportmotståndet i berget, den så kallade F -faktorn, mellan 10^4 och 10^9 år/m beroende på det rumsliga läget. Omkring 90 procent av alla deponeringshål har F -värdet som är högre än 10^6 år/m. Fördelningar av Darcyflöden och ekvivalenta flöden som ska användas i efterföljande analyser har också tagits fram och visar på gynnsamma egenskaper. Det kan noteras att minst 70 procent av alla potentiella deponeringshål inte står i förbindelse med någon vattenförande spricka, vilket innebär att den hydrauliska kontakten med dessa hål främst sker genom diffusion till den skadade zonen (om en sådan finns) och till deponeringstunneln. Modellerna tar också fram fördelningen av salthalter och hanterar blandning av olika vattentyper, vilket ger koncentrationer av andra relevanta icke-reaktiva komponenter i grundvattnet. Samtliga dessa resultat förs vidare till efterföljande analyser av funktionen hos de tekniska barriärerna och av radionuklidtransport.

Analysen av utvecklingen av de geokemiska förhållandena på platsen har lett till följande slutsatser.

- Anoxiska förhållanden förväntas återupprättas kort efter förslutningen och kommer att fortsätta råda under hela den tempererade perioden som följer efter förslutningen av förvaret, trots att andelen meteoriskt vatten ökar med tiden.
- Den högsta salthalten förväntas råda under driften och omedelbart efter förslutningen. Saltinnehållet förväntas minska något under de första tusen åren på grund av det progressiva inflödet av meteoriskt vatten.

- Koncentrationen av katjonladdningar vid försvarsdjupet i Forsmark kommer i allmänhet att vara högre än 0,004 mol/l, dvs över den gräns där montmorillonitkolloider börjar bli instabila. En bråkdel av en procent av deponeringshålen kan emellertid utsättas för utspädda förhållanden under de första tiotusen åren.
- Injekteringsmedel i sprickor kommer att öka pH i deformationszoner till värden omkring 9 under relativt långa tidsperioder. Troligen kommer de förhöjda värdena att kvarstå under hela den första glaciationscykeln (cirka 120 000 år).

Eftersom berget i Forsmark förväntas innehålla mycket få vattenförande sprickor, där avståndet mellan desamma normalt är över 100 m, kan mättnaden av återfyllningen uppnås vid allt mellan < 100 år och omkring 6 000 år. De längre tiderna gäller för deponeringspositioner som ligger långt från de vattenförande sprickorna. Liksom för mättnaden av återfyllningen är tiden för mättnad av bufferten i hög grad beroende av de lokala hydrauliska förhållandena. En vattenförande spricka i, eller i närheten av, deponeringshålet kommer att göra att mättnad uppnås ganska snabbt. Ett deponeringshål där vattnet enbart tillförs från berget kommer däremot att förbli omättat under hundratals år. Med tanke på den förväntade låga förekomsten av vattenförande sprickor i Forsmark, kan mättnaden av bufferten uppnås från allt mellan < 10 år och omkring tusen år. De längre tiderna gäller för deponeringshål som inte står i förbindelse med vattenförande sprickor. Dessutom påverkas buffertens värmeledningsförmåga av omfördelningen av den fukt som finns i bufferten i deponeringshål med en torr omgivande bergmassa. Detta beaktas i analysen av buffertens termiska utveckling.

Om bufferten och återfyllningen installeras enligt förutsättningarna i referensutformningen kommer buffertens densitet och svälltryck att homogeniseras till ett tillstånd där de relevanta säkerhetsfunktionerna upprätthålls. Mättnaden av bufferten kommer att leda till att det etableras ett svälltryck på normalt 7–8 MPa. Trycket kommer att vara något lägre i den övre delen av bufferten, men denna effekt beräknas vara för liten för att någon av buffertens säkerhetsfunktioner ska äventyras.

De geokemiska förändringarna i bufferten under perioden av mättnad och termisk gradient är små och anses inte ha någon betydande inverkan på den långsiktiga funktionen. Det kommer att förekomma upplösning/utfällning av accessoriska mineraler som sulfater och amorft SiO_2 .

I referensutvecklingen antas utifrån analysen att både pH-värdet och temperaturen i bufferten ligger inom de uppsatta gränsvärdena. Förändringarna av dessa parametrar förväntas inte ske i en sådan omfattning att buffertens egenskaper kommer att påverkas. Omvandling av bufferten behandlas därför som ett separat scenario.

Bottenplattan i ett deponeringshål kan brytas ned, vilket kommer att påverka massöverföringsmotståndet i närområdet. Denna påverkan är emellertid mindre än den påverkan som erhålls om spjälkning i deponeringshålet antas. Denna effekt täcks därför in av antagandet att det förekommer spjälkning i alla deponeringshål.

Enligt modellberäkningarna kommer återfyllningsmaterialens hållbarhet inte att påverkas av de potentiella alkaliska plymer som utvecklas på grund av förändringar av betongen i pluggen till deponeringstunneln. Även om pluggen skulle lösas upp medför det inte någon skadlig effekt på återfyllningen ovanför det första deponeringshålet. Det behövs inga begränsningar på grund av pluggupplösning vid positionen för det första deponeringshålet.

Mättnadstiden för centralområdet, rampen och schaktet används inte ytterligare i analysen. Syftet med de beräkningar som utfördes i denna del var att få rimliga uppskattningar av hur lång tid processen tar.

Borrhålsförslutningarnas referensutformning kommer att fungera som avsett. Mättnadsprocessen är relativt snabb, fullständig mättnad kan förväntas inom mindre än ett år även i en mycket torr del av berget. Bentonitförlust över en sträcka på ett fåtal meter i förslutningarna kommer att leda till en total funktionsförlust i den sektionen. Den kvarstående förslutningen kommer emellertid i stort sett att vara opåverkad.

Den mekaniska lasten på kapslarna från buffertens svälltryck och grundvattentrycket är alldeles för liten för att kapselns integritet ska äventyras.

Kapselkorrosion som orsakas av det syre och den sulfid som initialt förekommer, av korroderande ämnen som bildas genom radiolys och av sulfid i inträngande grundvatten har befunnits vara försumbar (mindre än 1 mm).

10.3.16 Säkerhetsfunktioner för den inledande tempererade perioden efter förslutningen

Här följer en redovisning av alla säkerhetsfunktioner i figur 10-2 under den inledande tempererade perioden efter förslutningen av förvaret. Även utvecklingen under bygg- och driftfasen beaktas där så är relevant.

Säkerhetsfunktioner hos berget

R1. Tillhandahålla kemiskt gynnsamma förhållanden

a) Reducerande förhållanden; E_h begränsad.

Analyserna har lett till slutsatsen att de kemiska förhållandena kommer att vara reducerande kort efter deponering i enskilda deponeringshål och deponeringstunnlar och kort efter förslutningen i hela förvaret. Detta är av grundläggande betydelse för förvarets långsiktiga säkerhet och ingen process har identifierats som talar emot denna slutsats under den inledande tempererade perioden efter förslutning.

b) Salthalt; TDS begränsad.

Salthalten vid förvarsplatsen i Forsmark har genom modellstudier visats vara lägre än 12 g/l, vilket motsvarar 0,2 M $[Cl^-]$. Förändringarna i salthalt på grund av uppsträngande djupare grundvatten under bygg- och driftfasen har också studerats och befunnits vara försumbara.

c) Jonstyrka; $\Sigma q[M^{qt}] > 4$ mM laddningsekvivalenter.

För hela den tempererade perioden som följer efter förslutningen av förvaret kommer koncentrationen av katjonladdningar vid förvarsdjupet i Forsmark i allmänhet att vara högre än 0,004 mol/l. En bråkdel av en procent av deponeringshålen kan dock utsättas för utspädda förhållanden under de första tiotusen åren.

d) Koncentrationer av HS^- , H_2 , CH_4 , organiskt C, K^+ och Fe; begränsade.

Under den inledande tempererade perioden efter förslutningen av förvaret förväntas kaliumkoncentrationerna vara $\leq 0,004$ mol/l och sulfidkoncentrationerna förväntas vara $\leq 10^{-5}$ mol/l för de flesta deponeringspositionerna, där de möjliga bidragen från bakteriesulfatreduktion som utnyttjar upplöst metan, väte och organiskt kol har beaktats. Järnkoncentrationerna förväntas öka gradvis upp till 10^{-4} mol/l.

e) pH; $pH < 11$.

Injekteringsmedel i sprickor kommer att öka pH i deformationszoner till värden omkring 9 under relativt långa tidsperioder. Troligen kommer de att kvarstå under hela den första glaciationscykeln (cirka 120 000 år).

f) Undvika kloridkorrosion; $pH > 4$ och $[Cl^-] < 2$ M.

Den hydrogeokemiska analysen visar att dessa kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer är uppfyllda under hela den inledande tempererade perioden.

R2. Tillhandahålla gynnsamma hydrogeologiska och transportrelaterade förhållanden

a) Transportmotstånd i sprickor, F ; högt.

Transportmotståndet beror i huvudsak på transmissiviteten i de konnekterade sprickorna och den hydrauliska gradienten. Som visades i kapitel 4 finns få transmissiva vattenförande sprickor på förvarsdjupet i Forsmark. I dagsläget är de hydrauliska gradienterna små, eftersom de styrs av den mycket flacka topografin i Forsmark. Det betyder att transportmotståndet i allmänhet är högt, även om det finns ett fåtal flödesvägar med lägre transportmotstånd. Det beräknade transportmotståndet i berget varierar mellan 10^4 och 10^9 år/m beroende på det rumsliga läget. Omkring 90 procent av alla potentiella deponeringshål har F -värden som är högre än 10^6 år/m.

Under utsprängningen finns en risk för att det uppkommer nya sprickor som bildar en skadad zon, ”EDZ”. Under förutsättning att sprängningen utförs på ett kontrollerat sätt finns stora mängder data som visar att en potentiell skadad zon som bildas under utsprängningen, kommer att ha en transmissivitet som är lägre än den som maximalt tillåts enligt konstruktionsförutsättningarna. Data tyder också på att en kontinuerlig skadad zon inte kommer att utvecklas över huvud taget. Det är motiverat att beakta en skadad zon i enlighet med konstruktionsförutsättningarna, men att också undersöka hur transmissiv en skadad zon skulle behöva vara för att ha någon betydande inverkan på andra säkerhetsfunktioner, och dessutom undersöka hur säkerhetsfunktionerna påverkas om det över huvud taget inte förekommer någon axiellt kontinuerlig skadad zon. Det förekommer viss reaktivering av sprickor till följd av den ter-

miska belastningen, men inverkan på sprickornas transmissivitet är liten och kan uteslutas från fortsatta analyser. Det antas som ett basfall att den skadade zonen har en transmissivitet på 10^{-8} m²/s. Antagandet att det inte finns någon skadad zon medför en ökning av F med omkring en halv storleksordning. Om en mer transmissiv skadad zon (10^{-6} m²/s) antas, minskar F med omkring en storleksordning.

b) Ekvivalent flöde i gränssytan mellan buffert och berg, Q_{eq} : låg.

Det ekvivalenta flödet i gränssytan mellan buffert och berg beror på grundvattenflödet runt deponeringshålet och på flödets lokala geometri. Det förra påverkas av samma faktorer som påverkar transportmotståndet. Det finns således ett behov av att även beakta förändringar av den lokala flödesgeometrin runt deponeringshålen. Det kan noteras att minst 70 procent av alla potentiella deponeringshål inte står i förbindelse med någon vattenförande spricka, vilket innebär att den hydrauliska kontakten med dessa hål främst sker genom diffusion till den skadade zonen (om en sådan finns) och till deponeringstunneln.

På motsvarande sätt som för transportmotståndet är det således motiverat att beakta en skadad zon i enlighet med konstruktionsförutsättningarna, men att också undersöka hur transmissiv en skadad zon skulle behöva vara för att ha någon betydande inverkan på andra säkerhetsfunktioner, och dessutom undersöka hur säkerhetsfunktionerna påverkas om det över huvud taget inte förekommer någon axiellt kontinuerlig skadad zon. Naturligtvis är det bara utsläppsväg Q2, dvs genom den potentiella skadade zonen, som påverkas av transmissiviteten i den skadade zonen. Grovt räknat är Q_{eq} för denna utsläppsväg proportionell mot kvadratroten av transmissiviteten hos den skadade zonen.

För att analysera Q_{eq} är det också nödvändigt att beakta inverkan från sprickbildning (spjälkning) i deponeringshålets väggar. En sådan sprickbildning kan uppstå som en direkt följd av den mekaniska påverkan vid berguttaget, varvid den kan hållas nere, eller som en följd av den termiska belastningen från det använda kärnbränslet efter deponeringen. Slutsatsen har dragits att termiskt inducerad spjälkning troligen kommer att inträffa även om det mottryck som utverkas av bentonitpelletarna i spalten mellan bufferten och bergväggen kan undertrycka spjälkningen, eller åtminstone hålla de spjälkade skivorna på plats och minimera den hydrauliska transmissiviteten i det spjälkade området. En uppsättning gränssättande beräkningsfall som antar ingen spjälkning eller spjälkning i samtliga deponeringshål förs vidare till fortsatt analys och måste beaktas i alla kvantitativa behandlingar av massöverföring mellan bufferten och berget. Spjälkning påverkar bara Q_{eq} om det finns en vattenförande spricka som skär deponeringshålet, dvs utsläppsväg Q1. Spjälkning innebär att Q_{eq} för Q1-vägen ökar med omkring en faktor 100.

R3. Tillhandahålla mekaniskt stabila förhållanden

a) Grundvattentryck; begränsat.

Grundvattentrycket bestäms av förvarsdjupet för tempererade klimatförhållanden. Det är således omkring 4,5 MPa på förvarsdjup, vilket inte utgör något problem för den långsiktiga säkerheten.

b) Skjuvrörelser vid deponeringshålen < 0,05 m.

Enligt den jordskalvsanalys som presenterades i avsnitt 10.4.5 är stora seismiska händelser mycket osannolika, men kan inte helt uteslutas även under den tempererade perioden. Baserat på de presenterade analyserna kan i medeltal mellan $9,3 \cdot 10^{-6}$ och $2,2 \cdot 10^{-5}$ kapslar skjuvas 50 mm eller mer till följd av jordskalv inom tidsramen tusen år. Det finns således en risk på som högst 1 på 40 000 att en av de 6 000 kapslarna kommer att skjuvas till följd av ett jordskalv inom tusen år. Frekvensen kommer att vara liknande under den återstående delen av den inledande tempererade perioden, dvs det förväntade antalet kapslar som potentiellt skjuvas ökar linjärt med tiden.

c) Skjuvningshastighet vid deponeringshålen < 1 m/s.

Detta kriterium kommer alltid att upprätthållas, vilket motiveras ytterligare i avsnitt 10.4.5.

R4. Tillhandahålla termiskt gynnsamma förhållanden

a) Temperatur > -4 °C (för att undvika buffertfrysning).

b) Temperatur > 0 °C (för att analysen avseende kapselskjuvning ska vara giltig).

Eftersom ett tempererat klimat som liknar dagens antas råda under den tempererade tidsperiod som beaktas finns ingen risk för att dessa kriterier inte ska upprätthållas.

Säkerhetsfunktioner hos bufferten

Flera av buffertens säkerhetsfunktioner är relaterade till buffertdensiteten. Det initialt tillåtna densitetsintervallet på 1 950–2 050 kg/m³ för mättad bentonit kan eventuellt förändras under den inledande tempererade perioden till följd av erosion på grund av kanalbildning under återmättningen av bufferten och återfyllningen, uppåtriktad expansion av bufferten till följd av svällning samt kolloidfrigörelse på lång sikt.

För majoriteten av deponeringshålerna förväntas inga förluster på grund av kanalbildning, eftersom inflödet av grundvatten förväntas vara för lågt för att kanalbildning ska kunna inträffa. För hål med ett betydande inflöde av grundvatten under mättningen kommer förlusterna att vara större. Beräkningarna av svällningen och homogeniseringen av den halvtorus som uppstår på grund av erosion visar att svällningen ger en kraftig minskning av densitet och svälltryck hos den eroderade volymen till följd av bentonitens friktion. Svälltrycket efter avslutad homogenisering är emellertid inte lägre än 1 MPa i något av fallen där torusradien varierar mellan 3,4 cm och 13,4 cm. Inverkan av radien verkar vara obetydlig på grund av det långa avståndet till bentonitränderna. Om det skapas en halv sfär i stället för en torus blir följderna svårare, eftersom radien hos en sfär är större för samma mängd bentonit. Således är den mängd bentonit som finns kvar mellan halvsfären och kapseln mycket mindre. Men på 2/3 av avståndet mellan kapseln och berget har bufferten ett svälltryck som är högre än 1 MPa för det fall som motsvarar volymen av torusen med en radie på 3,4 cm. Slutsatsen är således att ett bortfall på omkring 100 kg torr bentonit från ett deponeringshål kan ske genom erosion utan att äventyra buffertens funktion. Effekten är stor, men fallet med punkterosion är ganska osannolikt. Större förluster än 100 kg torr bentonit är inte möjliga eftersom potentiella deponeringshål med för högt inflöde undviks, se avsnitt 5.2.1, och behöver därför inte analyseras ytterligare i SR-Site. Osäkerheten i bedömningen av den eroderade volymen behöver dock beaktas i samband med att konstruktionsförutsättningarna för tillåtet inflöde till deponeringshål ses över.

Viss förlust av buffertdensitet förväntas ske i alla deponeringshål till följd av svällning och uppåtriktad expansion av bufferten. Detta fenomen har analyserats genom ett antal beräkningar som visar att buffertdensiteten vid kapselns topp kommer att förbli inom referensintervallet 1 950–2 050 kg/m³ efter buffertsvällning och expansion.

Vid den inledande tempererade periodens senare skede, dvs efter 10 000 år, kan det uppstå utspädda förhållanden i en bråkdel av en procent av deponeringshålerna så att buffertkolloider bildas och frigörs. Med tanke på den långsamma erosionshastigheten förväntas dock inga deponeringshål uppnå advektiva förhållanden under den inledande tempererade perioden.

Buff1. Begränsa advektiv transport

a) Hydraulisk konduktivitet < 10⁻¹² m/s.

För deponeringshål som har den buffertdensitet som anges i referensutformningen uppfylls kriteriet för den hydrauliska konduktiviteten med god marginal för det intervall av salthalter som kan förväntas i grundvattnet under den inledande tempererade perioden.

b) Svälltryck > 1 MPa.

För deponeringshål som har den buffertdensitet som anges i referensutformningen uppfylls även kriteriet för svälltrycket med god marginal för det intervall av salthalter som kan förväntas i grundvattnet under den inledande tempererade perioden.

Dessa slutsatser gäller också för deponeringshål i vilka det förekommer kanalbildning.

Buff2. Reducera mikrobiell aktivitet

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att buffertdensiteten är hög. För den inledande tempererade perioden har analyserna av möjliga förluster av buffertmaterial och av salthalt i grundvattnet visat att buffertdensiteten kommer att förbli hög så länge bufferten installeras i enlighet med referensutformningen.

Buff3. Dämpa bergets skjuvrörelser

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att densiteten i den mättade bufferten är mindre än 2 050 kg/m³. I enlighet med referensutformningen är 2 050 kg/m³ den övre tillåtna gränsen

och upprätthållandet av detta krav diskuteras i avsnitt 5.5.3. Inga relevanta processer som skulle öka buffertdensiteten har identifierats och slutsatsen att denna säkerhetsfunktion upprätthålls för alla deponeringshål kan därför dras.

Buff4. Motstå omvandling

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att bufferttemperaturen är lägre än 100 °C. Det har visats att det finns tillräcklig marginal till kriteriet för högsta tillåtna temperatur i bufferten, även när den rumsliga variationen i bergets termiska egenskaper beaktas och när övriga data som är nödvändiga för beräkning av resultatet ges ett pessimistiskt värde.

Buff5. Förhindra kapselsjunkning

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att buffertens svälltryck är högre än 0,2 MPa. Detta är lägre än det upprätthållna kriteriet (> 1 MPa) för Buff1b ovan och kriteriet för kapselsjunkning är därför med god marginal uppfyllt.

Buff6. Begränsa tryck på kapsel och berg

a) Svälltryck < 15 MPa.

Då bufferten och återfyllningen har valts och installerats i enlighet med referensutformningen kan svälltrycket variera mellan 4,5 och 13 MPa, när de tillåtna variationerna i densitet beaktas och under förutsättning att buffertmaterialet är helt begränsat till den volym det upptar vid deponeringen. Eftersom det inte har identifierats någon process som innebär att det tillförs buffertmaterial under den inledande tempererade perioden kommer kriteriet för maximalt svälltryck att upprätthållas.

b) Temperatur > -4 °C.

Eftersom ett tempererat klimat som liknar dagens antas råda under den tidsperiod som beaktas finns ingen risk för att detta kriterium inte ska upprätthållas.

Säkerhetsfunktioner hos återfyllningen

BF1. Motverka buffertexpansion

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att återfyllningsmaterialets densitet är tillräcklig hög. Som visas i avsnitt 10.2.4 är den största möjliga erosion som kan förekomma till följd av kanalbildning 1 640 kg. Erosion i återfyllningen kommer i praktiken att innebära att materialet omfördelas inne i själva tunneln. Med tanke på den stora mängden återfyllningsmaterial i tunneln kan det antas att en omfördelning på 1 640 kg inte kommer att ha någon inverkan på återfyllningens funktion.

Även om det kan komma att råda utspädda förhållanden i några av de mer transmissiva enskilda sprickorna som skär deponeringstunneln under den senare delen av den tempererade perioden, kommer dessa förhållanden inte att orsaka erosion i sådan omfattning att det kommer att leda till en sådan förlust av svälltryck ovanför deponeringshålen att det skulle uppstå advektiva förhållanden i dessa.

Säkerhetsfunktioner hos kapseln

Can1. Utgöra korrosionsbarriär

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att den minsta koppartjockleken är större än noll. Denna säkerhetsfunktion kommer att upprätthållas under hela den inledande tempererade perioden. Kopparkorrosionens totala omfattning under bygg- och driftskedet och den första tusenårsperioden uppskattas till mindre än 1 mm, när hänsyn tas till bidragen från kvarvarande syre i förvaret, från korroderande ämnen som bildas genom radiolys och från eventuell mikrobiell sulfatreduktion, liksom bidraget från sulfider i bentoniten och återfyllningen. Kopparkorrosion som orsakas av ämnen i bufferten, i återfyllningen eller i grundvattnet utgör inte något hot mot kapselns integritet under den inledande tempererade perioden. Även under den totala analysperioden på en miljon år skulle den förväntade korrosionen av kapseln för ett antaget tempererat klimat bara leda till korrosionsdjup i storleksordningen ett fåtal millimeter, även för de deponeringspositioner med de mest ogynnsamma förhållandena i Forsmark. Inga deponeringshål kommer att förlora så mycket buffertmaterial genom kolloidfrigörelse till följd av utspädda grundvatten att advektiva förhållanden måste antas. Detta betyder att korrosion under advektiva förhållanden kan uteslutas under den inledande tempererade perioden.

Can2. Motstå isostatisk last

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att kapseln motstår isostatisk last på upp till 45 MPa. Upprätthållandet av denna säkerhetsfunktion säkerställs genom utformningen av kapseln, se avsnitt 5.4.3 samt **Produktionsrapporten för kapseln** för ytterligare detaljer. Det kan också noteras att under den inledande tempererade perioden utgörs de isostatiska lasterna av grundvattentrycket på 4–5 MPa och av svälltrycket i bufferten som uppskattas till maximalt 13 MPa för referensbuffertens densitetsintervall. Detta är avsevärt lägre än 45 MPa, dvs inga kapselbrott kommer att uppstå till följd av isostatisk last.

Can3. Motstå skjuvlast

Kapseln har utformats för att motstå sprickskjuvning på 50 mm, se avsnitt 5.4.3 och **Produktionsrapporten för kapseln** för ytterligare detaljer. Som också diskuterades i avsnitt 10.4.5 kan i genomsnitt mellan $9,3 \cdot 10^{-6}$ och $2,2 \cdot 10^{-5}$ kapslar utsättas för skjuvning på 50 mm eller mer till följd av jordskalv under de inledande tusen åren.

Statusen hos bufferten och återfyllningen efter fasen med förhöjd temperatur och mätnad

Bufferten och, i mindre omfattning, återfyllningen genomgår en unik transient fas med förhöjd temperatur och mätnad under några få hundra år efter deponeringen. Statusen hos dessa komponenter efter denna transienta fas förväntas inte förändras så mycket därefter. Detta betyder att initialtillståndet, tillsammans med de förändringar som inträffar under den transienta fasen, i stor utsträckning avgör buffertens och återfyllningens egenskaper på lång sikt. Därför ges här en särskild redovisning av buffertens och återfyllningens förväntade status efter fasen med förhöjd temperatur och mätnad.

Bufferten och återfyllningen kommer att deponeras som block och spalterna mellan blocken och berget antas vara fyllda med bentonitpelletar. Vatten från berget kommer att tränga in i pelletarna och komma i kontakt med blocken. Bentoniten kommer att ta upp vatten och svälla. Från tidpunkten för deponeringen kommer restvärmen från avfallet att höja temperaturen i förvarets närområde. Temperaturskillnader på upp till 20 °C kommer att förekomma i bufferten under omkring 100 år. Förhöjda temperaturer i närområdet förväntas i omkring tusen år. Under denna period förväntas bufferten och återfyllningen utvecklas på det sätt som tidigare beskrivits i detta avsnitt. Det förväntade slutliga tillståndet efter den fasen med förhöjd temperatur och mätnaden beskrivs nedan.

- Efter en period på < 100 år till omkring 6 000 år förväntas bufferten vara fullständigt mättad. Under mättnadsperioden kommer bufferten att svälla och ge ett svälltryck på kapseln, berget och återfyllningen. Trycket är för lågt för att ha någon effekt på kapseln och berget, men återfyllningen kommer i viss utsträckning att deformeras. Detta kommer att leda till en liten förlust av svälltryck överst i deponeringshålen, men det tryck som bufferten ger runt om kapseln förväntas ändå vara av samma storlek som i det inledande skedet.
- De hydrauliska gradienterna i det omättade förvaret kan orsaka kanalbildning och erosion i bufferten och återfyllningen. Detta kan leda till förlust eller omfördelning av material, men förlusterna kommer inte att äventyra funktionen hos vare sig bufferten eller återfyllningen.
- Den ökade temperaturen i, och den termiska gradienten över, bufferten kan leda till omfördelning av mineraler. CaCO₃ skulle kunna anrikas nära kapseln. Omfördelning av kvartsföreningar förväntas vara försumbara.
- Den maximala temperaturökningen och den längsta tiden med förhöjd temperatur är väl under de gränser som kan leda till betydande omvandling av montmorilloniten.
- Grundvatten från platsen kommer att tränga in i bufferten och blandas med det ursprungliga porvattnet. Vattnet i bufferten får då en ny sammansättning. Både sammansättningen i den ursprungliga bentoniten och vattnet från förvarsplatsen är tillräckligt väl kända för att den nya sammansättningen ska kunna uppskattas.
- Vid den inledande tempererade periodens senare skede, dvs efter 10 000 år, kan det uppstå utspädda förhållanden i en bråkdel av en procent av deponeringshålen, så att buffertkolloider bildas och frigörs. Men med tanke på hur lång tid sådan erosion tar förväntas dock inte advektiva förhållanden uppstå i några deponeringshål under den inledande tempererade perioden.
- Även om utspädda förhållanden kan förekomma i några av de mer transmissiva enskilda sprickorna som skär deponeringstunneln under den senare delen av den tempererade perioden, kommer dessa förhållanden inte att orsaka erosion i sådan omfattning att det kommer att leda till en sådan

förlust av svälltryck ovanför deponeringshålen att advektiva förhållanden i dessa uppstår. För ett fåtal positioner, där sprickorna står i förbindelse med en deformationszon, kan potentiellt mer än 220 ton förloras i ett miljonårsperspektiv. Detta är emellertid inte relevant för kapselns integritet.

Sammanfattningsvis har följderna uppskattats för alla processer som identifierats kunna inträffa i bufferten och återfyllningen under mättnaden och perioden med förhöjd temperatur. Slutsatsen är att inget av dessa fenomen kommer att äventyra buffertens och återfyllningens funktion på lång sikt.

Slutsatser avseende radionuklidtransport

Följande slutsatser har dragits för radionuklidtransport.

1. Stora jordskalv kan inte helt uteslutas även för den inledande tempererade perioden. Det finns som högst en risk på omkring 1 på 40 000 att en av de 6 000 kapslarna kommer att skjuvas till följd av ett jordskalv inom tusen år. Frekvensen kommer att vara liknande under den återstående delen av den inledande tempererade perioden, dvs det förväntade antalet kapslar som potentiellt skjuvas ökar linjärt med tiden.
2. Den skadade zon som bildas under byggskedet måste beaktas vid utvärderingen av radionuklidtransport.
3. De hydrogeologiska utvärderingarna har gett fördelningar av F , t_w och Q_{eq} som ska användas vid beräkningarna av radionuklidtransport.
4. De geokemiska analyserna har gett geokemiska förhållanden för vilka bergets retentionsegenskaper för radionuklidtransport kan härledas.
5. De buffertrelaterade utvärderingarna har gett buffertförhållanden för vilka buffertens retentionsegenskaper för radionuklidtransport kan härledas.
6. Spjälkning kan påverka de ekvivalenta flödena, Q_{eq} , i deponeringshålen.
7. pH-ökningen från cementlakning kan påverka geosfärens retention i större, injekterade sprickor.

10.4 Den återstående delen av glaciationscykeln

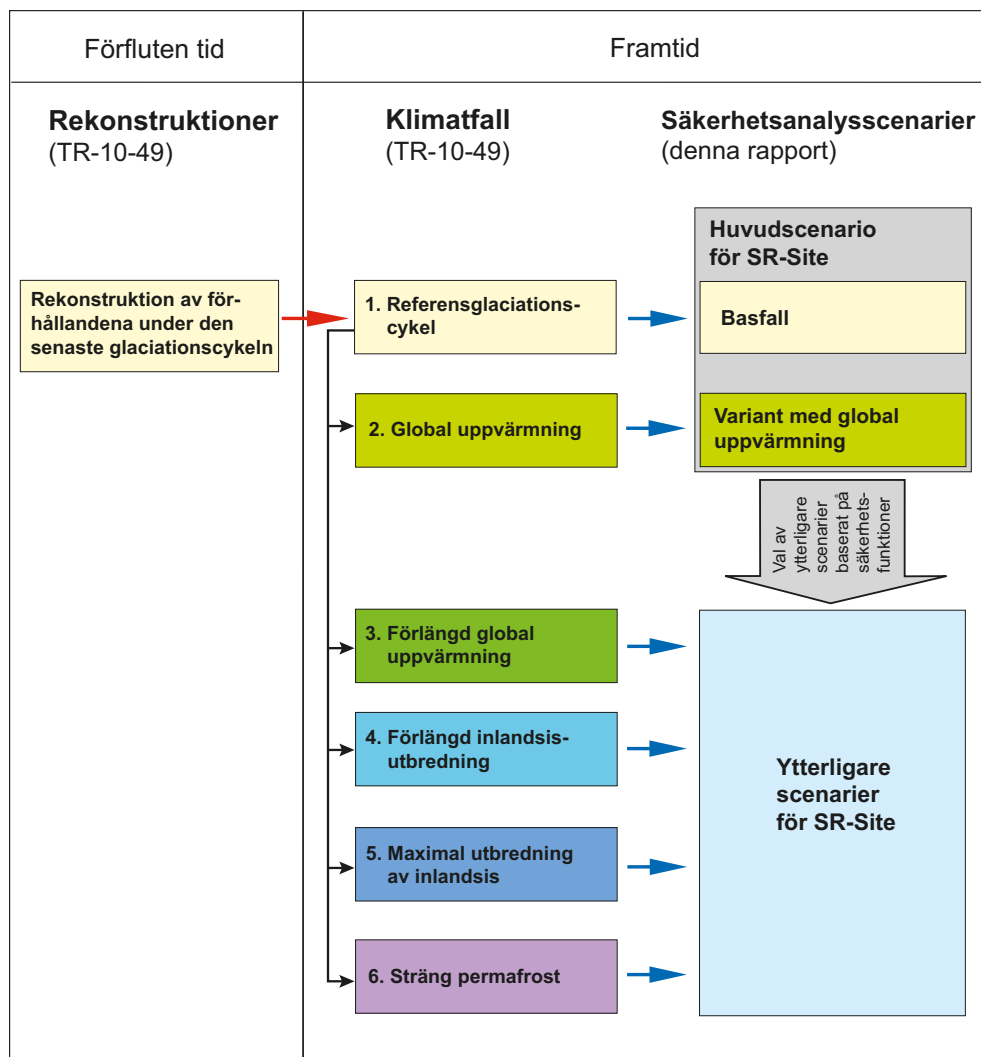
I det här avsnittet beskrivs utvecklingen för den återstående delen av den 120 000 år långa referensglaciationscykeln. Utvecklingen är i allt väsentligt en upprepning av de förhållanden som rekonstruerats för Weichselglaciationen. Det är viktigt att notera att modellrekonstruktionen av Weichselglaciationen, som utgör referensutvecklingen, bör ses som ett exempel på en rimlig utveckling under en glaciationscykel. Beskrivningen är inte ett försök att förutsäga den mest sannolika framtida utvecklingen. Den är en förenklad ”bästa uppskattning” av Weichselutvecklingen, med fokus på aspekter av betydelse för förvarets säkerhet. Beskrivningen används som en vetenskapligt försvarbar utgångspunkt vid analysen av hur klimat och klimatrelaterade processer inverkar på förvarets säkerhet. Den kompletteras sedan med ytterligare klimatfall, som potentiellt har en större inverkan på förvarets säkerhet och som analyseras i andra scenarier i säkerhetsanalysen.

Figur 7-4 i avsnitt 7.5 visar modellschemat (Assessment Model Flow Chart, AMF) för periglaciala och glaciala förhållanden som ger en översikt av modelleringen och andra utvärderingar av dessa perioder.

10.4.1 Referensutveckling för långsiktiga klimatrelaterade förhållanden

Modellrekonstruktioner av förhållandena under den senaste glaciationscykeln, inklusive Weichselglaciationen, väljs som referensglaciationscykel och referensutveckling i huvudscenariot i SR-Site, se figur 10-94. Motiven till detta anges i avsnitt 6.2 och i kapitel 11. Förvarets utveckling påverkas huvudsakligen av hur klimatrelaterade parametrar utvecklas, exempelvis strandlinjeförskjutning och utvecklingen av permafrost och inlandsisar, medan klimatet i sig vid markytan är av sekundär betydelse för förvarets säkerhet. På grundval av förhållanden och processer som har betydelse för förvarets säkerhet identifierades tre karakteristiska *klimattillstånd*, se även avsnitt 6.2.3, som kan förväntas förekomma i Sverige i ett tidsperspektiv på 100 000 år:

- Tempererat klimattillstånd.
- Periglacialt klimattillstånd.
- Glacialt klimattillstånd.



Figur 10-94. Samband mellan rekonstruktionen av förhållandena under den senaste glaciationscykeln, referensglaciationscykeln, ytterligare klimatfall och motsvarande säkerhetsanalysscenarier i SR-Site. Omarbetad figur från **Klimatrapporten**.

Dessutom kan perioder då marken ovanför förvaret är vattentäckt, antingen av östersjövatten eller av sjövatten förväntas. Under vattentäckta perioder kan klimatförhållandena vara antingen tempererade eller periglaciala. De senare ger permafrostutveckling i områden som inte är täckta av hav eller sjö. Utvecklingen av klimatrelaterade förhållanden beskrivs som en tidsserie av klimattillstånd och vattentäckta perioder.

Tre modeller har använts för att först rekonstruera förhållandena under den senaste glaciationscykeln och därefter generera den framtida referensglaciationscykeln. Dessa är en termodynamisk inlandsismodell, en modell för glacial isostatisk förändring (GIA-modell) och en permafrostmodell, se avsnitten 3.1, 3.3 och 3.4 i **Klimatrapporten**. Detaljer och referenser som rör modellerna finns i kapitel 3 i **Klimatrapporten** och i **Modellrapporten**.

Utgångspunkten för referensutvecklingen av klimatrelaterade förhållanden är en rekonstruktion av utvecklingen av den fennoskandiska inlandsisen under Weichselglaciationen, simulerad med hjälp av inlandsismodellen. Den genererade inlandsisutvecklingen har använts som indata för GIA-modellen. Den tredje huvudkomponenten vid modellering av referensutvecklingen är permafrostmodellen. Denna ger en utveckling av permafrostdjupet med utgångspunkt från utvecklingen av lufttemperaturen, inlandsisens utbredning och tjocklek, strandlinjen och vegetationen. De centrala dataflödena mellan inlandsis-, GIA- och permafrostmodellen visas i figur 10-95.

Utveckling och modellering av inlandsisen

Den dynamiska inlandsismodellen, se figur 10-95, kan simulera realistiska inlandsisar, som hela tiden försöker anpassa sin storlek och form till ett klimat i ständig förändring (i motsats till stationära inlandsismodeller, där de yttre klimatförändringarna hålls konstanta). Erhållna istemperaturer styr, tillsammans med isens vertikala densitetsvariationer, isens viskositet och flöde. Vid den termodynamiska beräkningen tas hänsyn till vertikal diffusion, vertikal advektion samt uppvärmning orsakad av inre skjuvning. Modellen har tagits fram under en längre period /Fastook och Chapman 1989, Fastook 1994, Fastook och Holmlund 1994, Johnson 1994/. Utdata från modellen överensstämmer med andra inlandsismodeller, se exempelvis /Payne et al. 2000/.

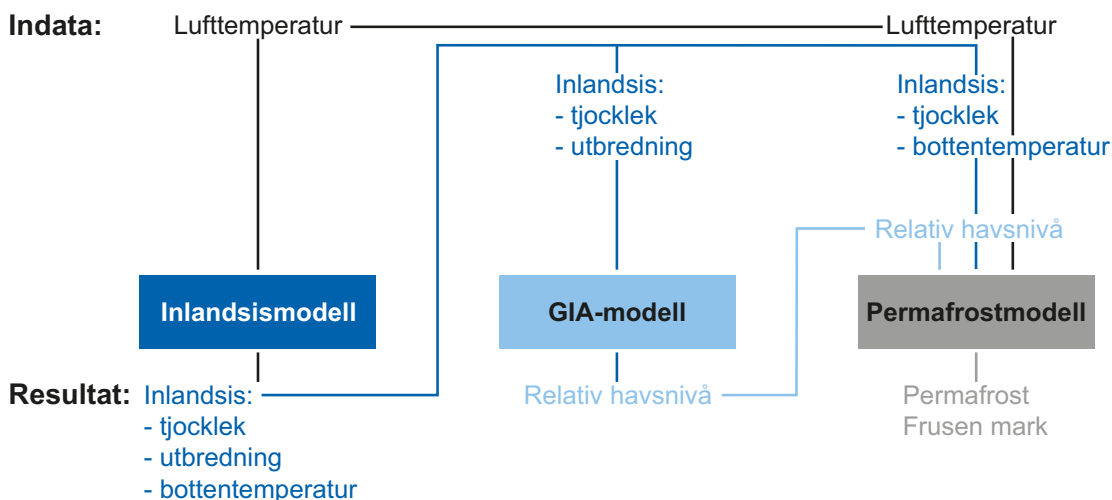
Indata för den dynamiska inlandsismodellen är:

- Topografi.
- Geotermiskt värmefflöde.
- Globala havsnivåvariationer.
- Isens termodynamiska egenskaper.
- Jordskorpans isostatiska egenskaper.
- Den årliga lufttemperaturen vid havsnivån och dess variation med tiden.

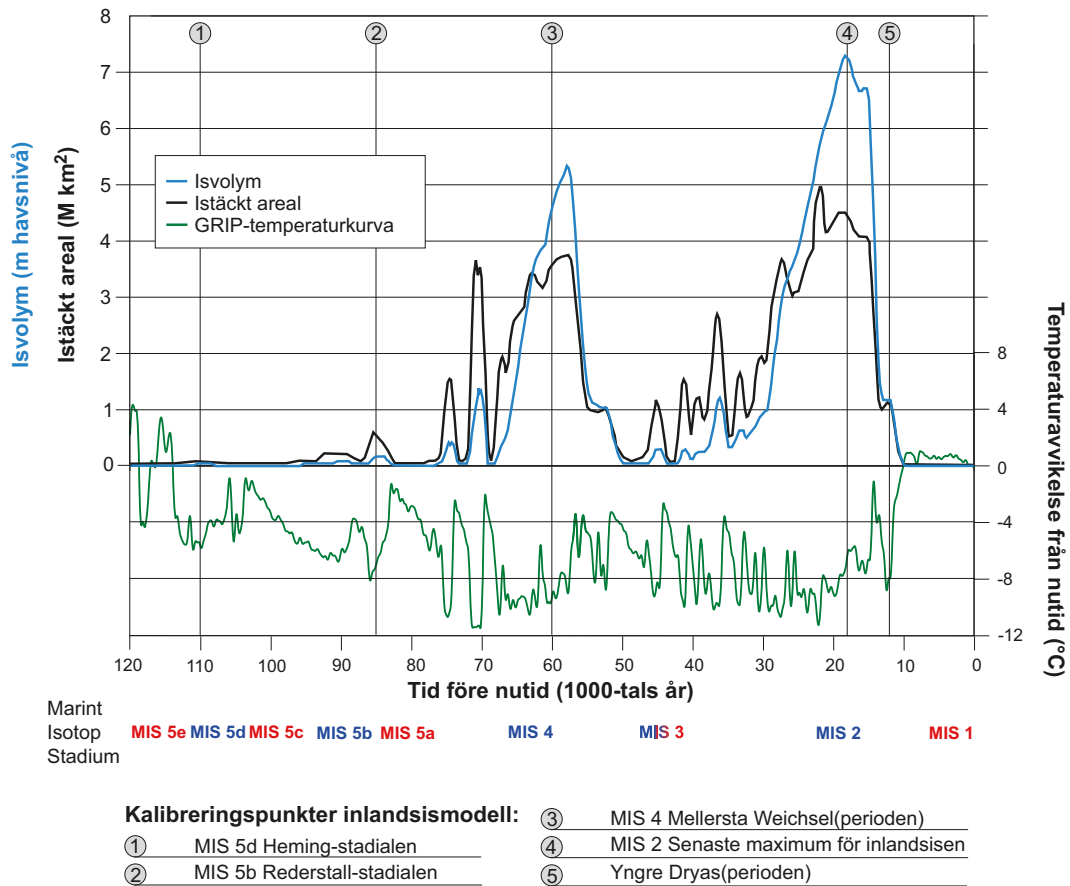
För att kunna rekonstruera inlandsisen under Weichselglaciationen ändras temperaturmönstret över den fennoskandiska modelldomänen i enlighet med en paleotemperaturkurva för den modellerade tidsperioden. Detta leder till förändringar i fördelningen av nederbörd och inlandsisens massbalans. Eftersom det inte finns någon långsiktig kontinuerlig fennoskandisk paleotemperaturkurva, användes temperaturkurvan från GRIP-iskärnan från centrala Grönland vid simuleringen av Weichselisen, se figur 10-96, /Dansgaard et al. 1993/. Det är en metod som ofta används vid modelleringen av Weichselinlandsisen, se avsnitt 3.1 i **Klimatrapporten**.

Den modellerade inlandsisutvecklingen börjar i slutet av den förra interglacialen (Eem), i en situation där inlandsisens utbredning och strandlinjen antas ge förhållanden som liknar dagens. Det geotermiska värmefflödet och dess rumsliga variationer har visats vara viktiga för att simulera realistiska basala istemperaturer och smälthastigheter, se exempelvis /Waddington 1987, Näslund et al. 2005/. Temperaturer och vattenproduktion vid botten har i sin tur betydelse för isens dynamik och flöde. Detaljerade data över geotermiskt värmefflöde, baserade på nationella mätningar av gammastrålning i Sverige och Finland, sammanställdes därför /Näslund et al. 2005/ och användes som indata till inlandsissimuleringen.

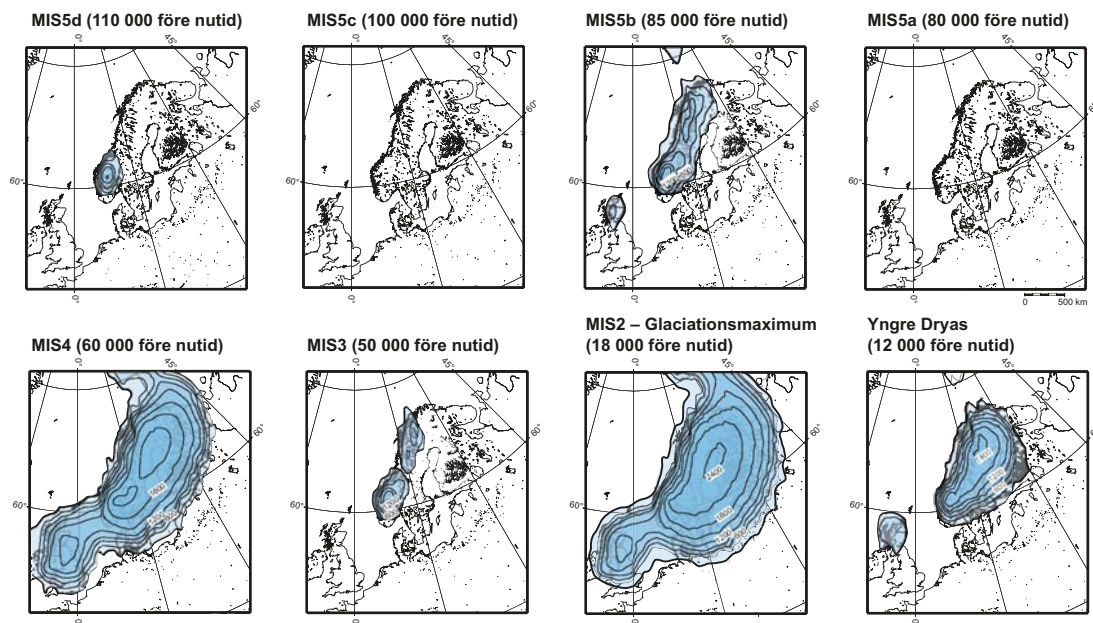
Modellerade inlandsisutbredningar kalibrerades mot geologisk information om Weichselglaciationens historiska utveckling, se exempelvis /Lokrantz och Sohlenius 2006/ samt avsnitt 4.2 i **Klimatrapporten**. Mer information om inlandsismodelleringen ges i avsnitt 3.1 i **Klimatrapporten**.



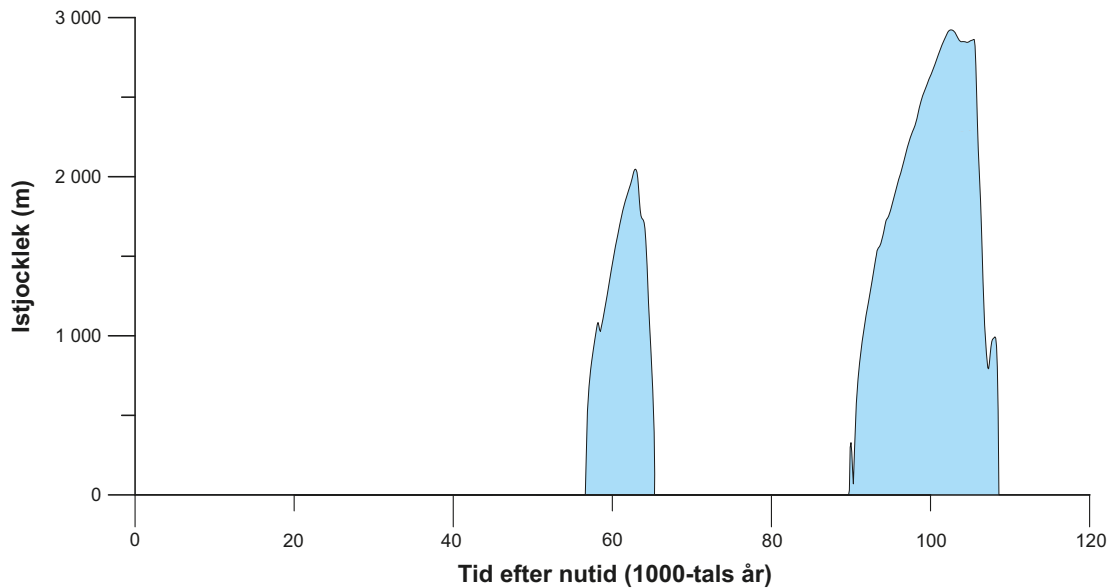
Figur 10-95. Modeller som använts för att generera data för att beskriva och analysera referensglaciationscykeln. Här visas endast de indata och utdata som är gemensamma för modellerna.



Figur 10-96. Rekonstruktion av storleken på det istäckta området och isvolym för inlandsisen under Weichselperioden. Temperaturkurvan tolkad från GRIP-kärnan och tidpunkterna för modellkalibrering visas också, liksom marina isotopstadier (varma stadier i rött och kalla stadier i blått). Eftersom tillväxten av kontinentala inlandsisar leder till en sänkning av den globala havsnivån uttrycks förändringarna i inlandsisens volym som meter havsnivåekvivalenter.



Figur 10-97. Urval av modellerade inlandsisutbredningar vid de viktigare stadialerna och interstadialerna från rekonstruktionen av inlandsisen under Weichselperioden. Konturlinjerna visar inlandsisens höjd med 300 m ekvidistans. Alla figurer visar strandlinjens nuvarande läge.



Figur 10-98. Utveckling av inlandsisens tjocklek vid Forsmark i den framtida referensglaciationscykeln i SR-Site. Notera att även om det förekommer en inlandsis i Fennoskandia under den största delen av glaciationscykeln är Forsmark, som ligger i södra Mellansverige, inte täckt av inlandsisen under den största delen av tiden.

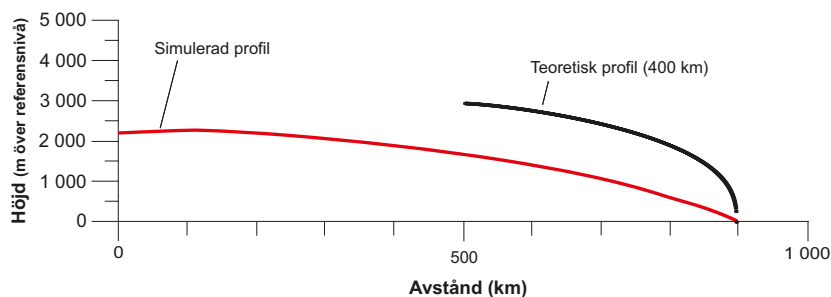
Den beräknade utvecklingen av istäckt område och isvolym under de senaste 120 000 åren visas i figur 10-96, tillsammans med tidpunkter från vilka geologisk information använts för att kalibrera simuleringen. De modellerade inlandsisutbredningarna för dessa tidpunkter visas i figur 10-97. Under glaciationscykeln växer inlandsisen till successivt i ett antal distinkta tillväxtperioder. Mellan dessa skeden är inlandsisen mindre. Det senaste glaciala maximumet (Last Glacial Maximum, LGM) representerat av den största isvolymen, uppnåddes för omkring 18 000 år sedan. Inlandsisens generella beteende kan beskrivas som dynamiskt och varierande under hela glaciationscykeln, se figurerna 10-96 och 10-97. Motsvarande bild ges också i flera nya studier av den senaste glaciationscykeln /Lokrantz och Sohlenius 2006, Näslund et al. 2008, Kjellström et al. 2009, Helmens 2009, Wohlfarth 2009/ samt avsnitt 4.2 i **Klimatrapporten** och tillhörande referenser. Rekonstruktionen av Weichselperiodens inlandsis beskrivs mer utförligt i avsnitt 3.1 i **Klimatrapporten**.

I Weichselglaciationscykeln var inlandsisen över Forsmark, enligt förväntan, som mäktigast för omkring 18 000 år sedan, under det senaste glaciala maximumet. Den största istjockleken över Forsmarkregionen var vid den tidpunkten cirka 2 900 m. I figur 10-98 visas extraherade variationer av istjockleken över Forsmark, när den rekonstruerade utvecklingen av inlandsisen under den senaste glaciationscykeln projiceras i den framtida referensglaciationscykeln.

Under icke glaciala förhållanden avgörs grundvattentrycket i förvaret av förvarsdjupet, och under glaciala förhållanden av såväl förvarsdjupet som det extra tryck som orsakas av inlandsisens tyngd. Isens mäktighet sätter en gräns för det maximala hydrostatiska tryck som kan förekomma i övergången mellan is och underlag. I referensglaciationscykeln är det extra hydrostatiska trycket relaterat till den maximala istjockleken vid Forsmark 26 MPa. Det här värdet finns angivet i tabell 12-2, se avsnitt 12.7.2, tillsammans med uppskattningar av förväntade *maximala* islaster och åtföljande *maximala* förväntade hydrostatiska tryck, som behandlas i avsnitt 12.7.2.

I figur 10-99 visas en utvald ytprofil hos inlandsisen. Profilen är modellerad för referensglaciationscykelns avsmältningsskede, i jämförelse med en brantare teoretisk inlandsisprofil för jämviktsförhållanden. Inlandsisprofilerna användes för beräkningar av exempelvis hydrauliska tryckgradienter under glaciala förhållanden /Vidstrand et al. 2010/. De hydrauliska gradienter som är förenade med den branta främre delen av den teoretiska profilen visas i tabell 10-12.

Hur lång tid de hydrauliska förhållanden med branta gradienter pågår vid förvaret beror på i) vilka gradienter som är att betrakta som branta, ii) den antagna inlandsisprofilen, iii) isfrontens hastighet vid inlandsisens framryckande och tillbakadragande och iv) det berörda områdets storlek. Till exempel har den teoretiska profilen, se figur 10-99, analyserats tillsammans med data från simuleringen av Weichselisen och bedömts som en god representation av den framryckande inlandsisen över



Figur 10-99. Isytans topografi för en simulerad isprofil under det senaste avsmältningsskedet av referensglaciationscykeln och en teoretisk jämviktsprofil. Dessa profiler redovisas i texten och diskuteras i detalj i bilaga 2 i **Klimatrapporten**.

Tabell 10-12. Hydrauliska gradienter beräknade utifrån den teoretiska inlandsisprofilen. Värdena är medelvärden över olika avstånd från iskanten.

Längd fram till iskanten (m)	Hydraulisk gradient (m/m)	Hydraulisk gradient (grader)
100	1,49	56
200	0,96	44
400	0,62	32
1 000	0,35	19
2 000	0,23	13
4 000	0,15	8,5

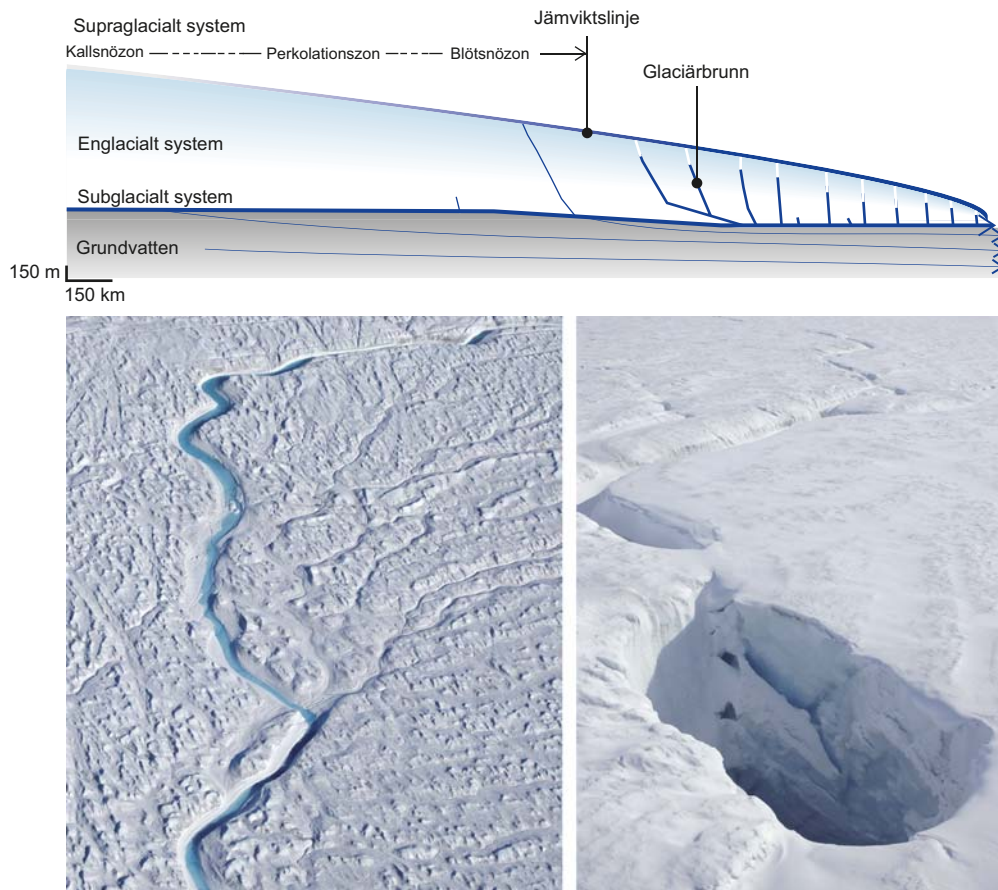
Forsmark, för detaljer se bilaga 2 till **Klimatrapporten**. Om branta gradienter till exempel definieras som större än 10° , har de första cirka 3 km av den teoretiska inlandsisprofilen en brant gradient, se tabell 10-12. Om det antas att förhållandena för den framryckande inlandsisen är likartade med dem som simulerats för den senaste glaciationscykeln är isfrontens framryckningshastighet cirka 50 m/år, se **Klimatrapporten**. Detta leder till att de branta gradienterna i detta exempel råder för varje givet läge inom förvaret under cirka 60 år vid varje framryckning av isen. Det bör dock noteras att det vid förvarsplatsen vid Forsmark i referensglaciationscykeln råder förhållanden med kontinuerlig permafrost vid tidpunkten för inlandsisens ankomst, se nedan. Detta tyder på att den branta gradienten hos inlandsisen inte är den enda process som styr de hydrogeologiska förhållandena, se avsnitt 10.4.6 och /Vidstrand et al. 2010/.

Se bilaga 2 till **Klimatrapporten** för en utförlig beskrivning av inlandsisprofilerna och motiven till att de valdes ut för att användas i SR-Site.

Glacial hydrologisk konceptuell modell

En inlandsis hydrologiska system består av tre delar: det supraglaciala systemet (på inlandsisens yta), det englaciala systemet (inuti isen) och det subglaciala systemet (vid isens botten). Ett schematiskt snitt, som är tillräckligt stort för att täcka Forsmark, genom en godtycklig sydvästlig del av en fenno-skandisk inlandsis, visas i figur 10-100. Vatten från ytavsmältning genereras i den våta snözonen och i ablationsområdet, dvs under jämviktslinjen. I ablationsområdet är vattendrag på ytan vanliga under smältsäsongen. Dessa slutar ofta i glaciärsprickor eller glaciärbrunnar genom vilka ytvattnet kommer in i det englaciala och subglaciala systemet, se figur 10-100. Vid isfronten lämnar en del av ytsmältvattnet inlandsisen direkt genom kanaliserade ytflöden, utan att komma in i isen.

I den konceptuella modellen sträcker sig en basal smältzon några hundra km in från iskanten. I inre delar av inlandsisen är isen bottenfrusen och det förekommer ingen basal smältning. Ett av de viktigaste kännetecknen för det englaciala och det subglaciala hydrologiska systemen är att de är mycket dynamiska. De anpassar sin transportförmåga till det för stunden rådande flödet av smältvatten från ytan. På grund av variationerna i vatteninflöde under och mellan säsonger, och den kontinuerliga pågående isdeformationen, genomgår både englaciala och subglaciala flödesvägar stora variationer i storlek och transportförmåga under och mellan olika säsonger. Av den anledningen finns det ingen gräns för dessa hydrologiska systems transportförmåga, förutsatt att de får tid att utvecklas. Mer information om inlandsisars hydrauliska system finns beskrivet i avsnitt 3.2 i **Klimatrapporten** och i /Jansson et al. 2007, Jansson och Näslund 2009/.



Figur 10-100. Schematisk illustration av inlandsisens hydrologiska system genom ett sydvästligt snitt genom en fennoskandisk inlandsis (övre bilden). Exempel på supraglacialt vattendrag (längs ned till vänster) och en glaciärbrunn (längst ned till höger) på den grönländska inlandsisen. Fotografierna är tagna från luften. Det aktiva vattendraget är 2–3 m brett, medan den avbildade glaciärbrunnen har en största diameter på omkring 15 m. Bilderna är tagna i slutet av smältsäsongen (september) och därför är glaciärbrunnen inte längre aktiv.

Vattenmängd som bildas genom smältning

I referensglaciationscykeln är produktionen av ytsmältvatten i ablationsområdet på den modellerade Weichselisen i storleksordningen upp till 4–8 m vatten per år. Detta kan jämföras med den grönländska inlandsisens nuvarande genomsnittliga smälthastigheter som enligt observationer är från några få meter/år /Krabill et al. 2000/ upp till cirka 10 m/år /Bøggild et al. 2004/. Under avsmältningen av inlandsisen under Weichselperioden förekom smälthastigheter högre än 10 m/år /Humlum och Houmark-Nielsen 1994/. Basala smälthastigheter uppgår typiskt till 1–10 mm/år och kan ses som konstanta över året.

Subglaciala hydrostatiska tryck

Under våren ökar vattenflödena och det hydrostatiska trycket i det englaciala och det subglaciala hydrologiska systemet. Detta ökar i sin tur systemets vattentransporterande förmåga, vilket med tiden på nytt sänker det hydrostatiska trycket. Under smältsäsongen varierar det basala hydrostatiska trycket i det område som påverkas av smältning från ytan, med en tydlig dygnsvariation och i samband med regn, se exempelvis /Jansson 1997/. Hydrostatiska tryck i subglaciala kanaler kan vara så låga som atmosfärstryck och ibland så höga som isens isövertryck – eller i vissa fall till och med högre. I slutet av smältsäsongen, när tillförseln av smältvatten från ytan minskar, har det subglaciala systemet i allmänhet en hög kapacitet med relativt låga tryck. Allt eftersom kanalerna i och under isen minskar i storlek under vintern ökar trycket. Det antas att atmosfäriskt tryck endast kan förekomma några kilometer in från iskanten och att de subglaciala kanalerna huvudsakligen är vattenfyllda och trycksatta längre uppströms.

I de tidsskalor som glaciationscykler omfattar förväntas inlandsisens subglaciala hydrologiska system förändras under olika skeden av inlandsisens framryckning och tillbakadragande som en följd av olika

mängder av ytavsmältning. Dessutom beror dess egenskaper på den basala topografin, istjocklekens variationer, temperaturfördelningen vid botten och underlagets hydrologiska egenskaper. Geologiska belägg, huvudsakligen i form av fördelningen av åsar, tyder på att det i stora delar av Sverige förekom tunnelsystem åtskilda med flera kilometer nära och vid Weichselinlandsisens kant. Det är plausibelt att dräneringsvägar uppstår i glaciärbrunnar och glaciärsprickor vid isytan och ansluter till kanaler i övergången mellan isen och dess underlag, samt att dessa basala kanaler strålar samman till större kanaler eller tunnlar närmare iskanten. Trycken i dessa tunnlar varierar avsevärt under ett år, från atmosfärstryck nära iskanten upp till isövertryck eller högre under vår och sommar. Mycket lite är känt om rådande tryckgradienter som går i tvärgående riktning mot sådana kanaler vid botten, till exempel hur stora områden som påverkas under ett år /Jansson et al. 2007/. Trots dessa osäkerheter ger den grundläggande konceptuella hydrogeologiska glaciationsmodellen, som presenteras i figur 10-100 och i texten, en god representation av de glaciala hydrologiska systemen i enlighet med vad som är känt om dem i dag, se avsnitt 3.2 i **Klimatrapporten** och /Jansson et al. 2007, Jansson och Näslund 2009/.

Strandnivå och GIA-modellering

I Sverige har utvecklingen av den fennoskandiska inlandsisen varit den huvudfaktor som styr förändringarna i relativ havsnivå sedan den senaste deglaciationen. Följaktligen har den glaciala isostatiska förändringen (Glacial Isostatic Adjustment, GIA) dominerat strandlinjeförskjutningen under denna tidsperiod. Strandlinjeförskjutning orsakad av GIA beror på följande faktorer:

- Världshavens djup och utbredning.
- Inlandsisars lägen och mäktighet över tiden (islasthistoriken).
- Strukturen och egenskaperna hos jordskorpan och dess respons på variationer i last.

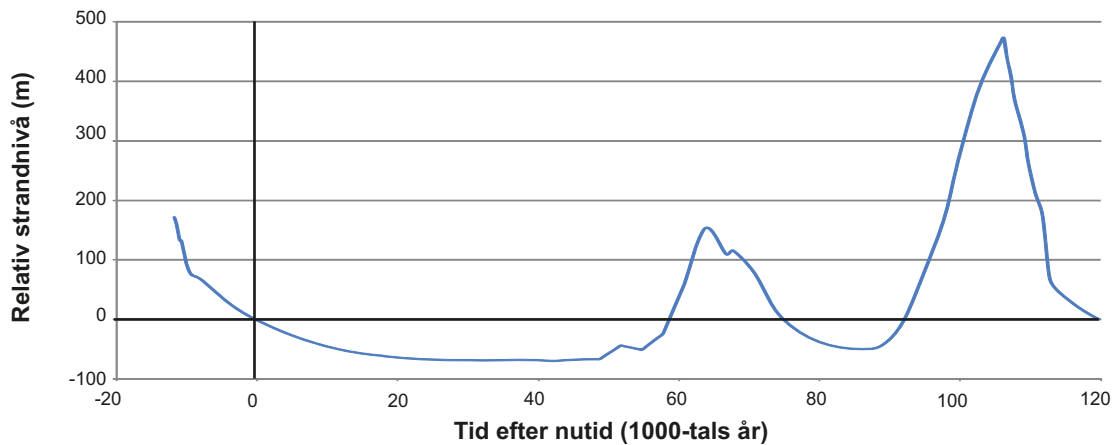
Den GIA-modell som användes för att ta fram referensglaciationscykeln utvecklades av /Mitrovica och Milne 2003/. Den globala islastfunktion som användes i studien är modifierad från ICE3G-modellens deglaciationshistoria /Tushingham och Peltier 1991/ och har kalibrerats med hjälp av fjärrområdesdata (dvs från områden långt bort från iskanten) på relativ havsnivå. Närområdets islasthistoria tas från inlandsismodellering av Weichselisen beskriven ovan. Jordmodellen är baserad på Maxwells reologiska modell med en endimensionell radiell treskiktsstruktur. Detaljer om GIA-modelleringen ges i avsnitt 3.3 i **Klimatrapporten**.

Under de första kommande tusen åren, och för analysen av biosfären och den hydrologiska utvecklingen under den inledande perioden med tempererat klimattillstånd, är strandlinjeutvecklingen baserad på observerade data /Pässe, 2001/. Från omkring 8 000 år framåt i tiden till slutet av referensglaciationscykeln är strandlinjeutvecklingen baserad på GIA-modelleringen. Den beräknade strandlinjekurvan för Forsmark visas i figur 10-101.

Under det inledande skedet av glaciationscykeln, när klimatet blir kallare och inlandsisar expanderar globalt, sjunker havsnivåerna. Samtidigt minskar takten för den isostatiska återhämtningen från den förra glaciationen. Mängden återstående landhöjning tills jordskorpan uppnår ett relaxerat tillstånd är dock betydande, även om takten är låg. I de delar som tidigare täcktes av den centrala delen av Weichselinlandsisen har den återstående höjningen uppskattats vara cirka 100 m och i de mer distala delarna cirka 25 m, se avsnitt 4.4 i **Klimatrapporten**. Den återstående landhöjningen i Forsmark har med hjälp av GIA-simuleringar uppskattats till cirka 70 m.

Under en glaciationscykel begränsas strandlinjen vid Östersjökusten av variationer i inlandsisens omfattning och av de relativa havsnivåerna vid dess trösklar. Östersjön kan ibland utgöra en sötvattenssjö, med en ytnivå bestämd av den samtida nivån för antingen Darsströskeln, belägen i södra Östersjön mellan Danmark och Tyskland, eller för den norra delen av Östersjön (Bottniska viken), tröskeln vid Södra kvarken, belägen mellan Åland och Sverige.

I resultaten från GIA-modellen, se figur 10-101, avsnörs Östersjön från Atlanten och omvandlas till en sjö om cirka 9 000 år. Men beroende på de osäkerheter som finns i GIA-modelleringen, som avser antagandet av en tvådimensionell struktur för jordskorpan samt jordskorpan reologi och isbelastningsindata, är det sannolikt att detta resultat underskattar tidpunkten vid vilken avsnörningen av Östersjön sker, se även avsnitt 4.4 i **Klimatrapporten**. Efter den första stora framryckningen av inlandsisen över Fennoskandia i referensutvecklingen, om cirka 60 000 år, återbildas Östersjön under en period om cirka 70 000 år. Denna period i referensutvecklingen motsvarar marina isotopstadium 3 under Weichselglaciationen, under vilket Östersjön kan ha utgjort en sötvattenssjö /Lambeck et al. 2010/.



Figur 10-101. Strandlinjeförskjutning vid Forsmark för referensglaciationscykeln. Figuren visar även strandlinjeförskjutningen från avsmältningen vid Forsmark fram till i dag. Informationen för de första cirka 8 000 åren av den framtida perioden är baserad på extrapolering av observationer av relativa havsnivådata /Påsse 2001/, medan den därpå följande delen av kurvan är framtagen genom GIA-modellering. Strandnivån uttrycks i förhållande till den nutida nivån i Östersjön. Positiva tal visar att platsen står under vatten och vice versa. Notera dock att förvarsplatsen är täckt av inlandsis under större delen av tiden när figuren visar på vattentäckta förhållanden.

Senare i referensglaciationscykeln, efter deglaciationen av den andra och större inlandsisen om cirka 110 000 år, står Östersjön i kontakt med Atlanten och bildar ett bräckt innanhav. Eftersom referensglaciationscykeln är baserad på en upprepning av förhållanden som rekonstruerats för den senaste glaciationscykeln (inklusive Holocen under de senaste cirka 10 000 åren), utvecklar sig Östersjön under denna framtida postglaciala period på samma sätt som utvecklingen under Holocen, dvs den omfattar både saltvatten- och sötvattenstadier. Efter denna deglaciation täcks stora delar av södra Sverige av en Östersjö som i huvudsak är salthaltig. I slutet av referensglaciationscykeln och alltefter den isostatiska återhämtningen sker, omvandlas Östersjön på nytt till ett bräckt innanhav i likhet med dagens situation.

Under perioder med maximal salthalt i Östersjön, vilka i allmänhet utvecklas efter perioder med maximal glaciation, täcks förvarsplatsen i Forsmark av vatten. En mer utförlig beskrivning av salthaltsutvecklingen i Östersjön för denna vattentäckta period av referensglaciationscykeln finns i /Lindborg 2010/.

De viktigaste faktorer som påverkar den GIA-modellerade strandlinjeförskjutningen är jordmodellen och islasthistorik, huvudsakligen i närområdet. 3D GIA-modellering för Fennoskandia /Whitehouse 2009/ visar att antagandet om en lateralt homogen struktur hos jordskorpan, som användes för att ta fram figur 10-101, sannolikt ledde till en överskattning av den isostatiska responsen på islasten och därmed också en överskattning av den simulerade landhöjningstakten i dag. Bland annat på grund av detta baseras strandlinjekurvan för dagens situation i stället på observerade data. Förhållandet mellan jordmodellens struktur och islasthistoriken, liksom antagandet om en lateralt homogen struktur hos jordskorpan, diskuteras ytterligare i avsnitt 3.3 i **Klimatrapporten**.

Osäkerheten i modellerade strandnivåer är huvudsakligen relaterad till överskattningen av den isostatiska responsen på islasten. Osäkerhetens storlek varierar under den modellerade glaciationscykeln. Om inlandsisutvecklingen förutsätts vara korrekt, kan den *genomsnittliga* överskattningen av isostatiska förändringen – under hela glaciationscykeln – vara upp till 45 m. En mer detaljerad beskrivning av osäkerheten i den simulerade strandlinjeförskjutningen ges i avsnitt 3.3 i **Klimatrapporten**.

Utveckling och modellering av permafrost

Permafrost definieras som mark där temperaturen kontinuerligt ligger under 0 °C i mer än ett år, medan ständigt frusen mark definieras som mark som förblir frusen under minst två på varandra följande år. Följaktligen behöver förekomst av permafrost inte nödvändigtvis betyda att marken är frusen. Beroende på grundvattnets tryck och sammansättning samt på markmaterialets adsorptions- och kapilläregenskaper, kan grundvattnet frysa vid en temperatur lägre än 0 °C. Om temperaturen ligger mellan 0 °C och denna sänkta frystemperatur hos vattnet kan det per definition förekomma permafrost utan att marken är frusen.

Permafrost uppstår från markytan och växer till nedåt till följd av ett komplext värmeutbyte över gränsskikten mellan atmosfär och mark och det geotermiska värmeflödet från jordens inre. I referensglaciationscykeln förekommer permafrost såväl i det periglaciala klimattillståndet som under delar av inlandsisen i det glaciala klimattillståndet, se avsnitten 3.4.4 och 4.5 i **Klimatrapporten**. I allmänhet isolerar inlandsisen marken från det kalla klimatet. I de fall inlandsisar förekommer, förhindrar de därmed att permafrost utvecklas till stora djup i kalla glaciala klimat. I stället leder närvaron av inlandsis oftast till att permafrosten avtar.

Tillväxt av permafrost beror på:

- Rådande klimatförhållanden; huvudsakligen lufttemperaturen vid markytan, men även nederbörd och vindar.
- Topografin; lufttemperaturen minskar med ökande höjd och vid nordliga latituder är sluttningar som vetter åt söder mer utsatta för solinstrålningen än sluttningar som vetter åt norr.
- Förekomsten av ett jordtäckte och dess porositet, mätnad och termiska egenskaper.
- Förekomsten och typen av vegetation.
- Förekomsten av vattensamlingar av större omfattning (sjöar, hav, större älvar).
- Förekomsten av inlandsisar och temperaturen vid isens botten.
- Berggrundens termiska, mekaniska och hydrauliska egenskaper.
- Det geotermiska värmeflödet.

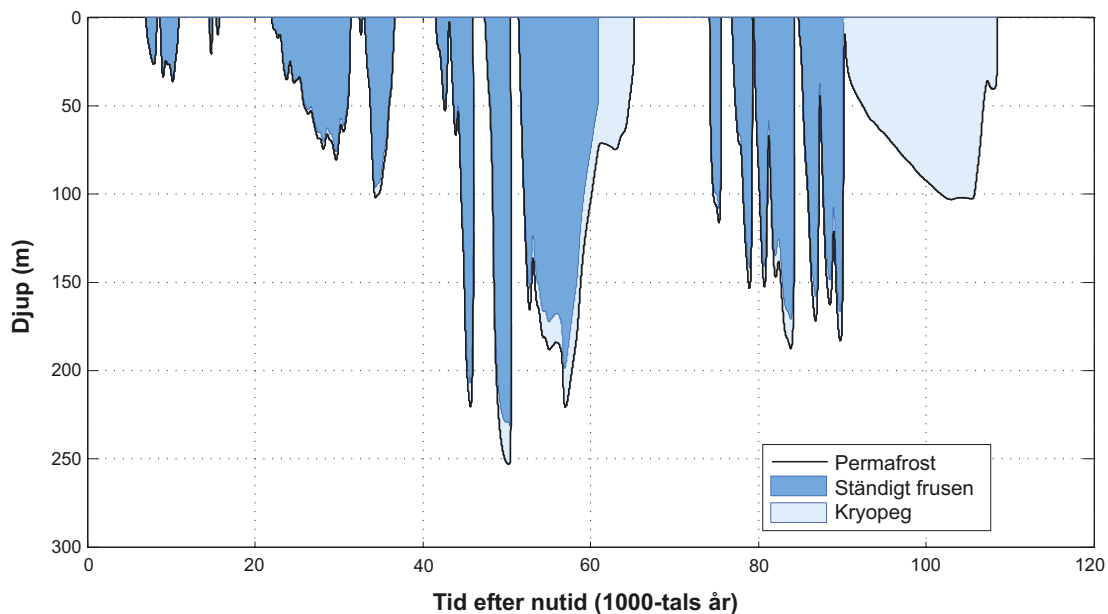
I regel kan permafrost uppstå från markytan för de flesta yttäckten om den årliga genomsnittliga lufttemperaturen är lägre än ett värde i intervallet mellan -9 och -1 °C /Washburn 1979, Yershov 1998, French 2007/.

För rekonstruktionen av förhållandena under den senaste glaciationscykeln och utformningen av referensglaciationscykeln användes endimensionell permafrostmodellering för förvarsplatsen, se /SKB 2006c/ och avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten**. Dessutom utfördes tvådimensionell permafrostmodellering längs en profil över en stor del av Forsmark, som platsen definieras och analyseras i biosfärsprogrammet i SR-Site, se /Hartikainen et al. 2010/ och avsnitten 3.4.4 och 5.5 i **Klimatrapporten**. Huvudsyftet med den endimensionella modelleringen var att undersöka utveckling och djup för permafrost och ständigt frusen marken för hela glaciationscykeln specifikt vid förvarsplatsen. De tvådimensionella simuleringarna å andra sidan gjordes för att undersöka den rumsliga utvecklingen av permafrost och ständigt frusen mark, inklusive bildning av partier med ofrusna förhållanden i för övrigt frusen mark (så kallade talikar), utfrysning av salt och grundvattenflödet längs med en profil över platsen i Forsmark. Den tvådimensionella modellen användes även för omfattande känslighetsstudier av osäkerheter för förhållanden vid och under markytan, liksom för klimatparametrar, inklusive lufttemperaturen. I figur 10-102 visas resultaten från simuleringarna av förhållandena för den senaste glaciationscykeln repeterade för den framtida referensglaciationscykeln. Avsnitt 10.4.3 i denna rapport, avsnitt 3.4.4. i **Klimatrapporten** och /Hartikainen et al. 2010/ ger en utförligare redovisning av resultaten från permafrostmodellering.

Permafrosttillväxt är en successiv process som börjar med sporadisk permafrost vid utsatta områden och, om klimatet så tillåter, slutar med en kontinuerlig rumslig utbredning av permafrost. Exempel på utveckling av permafrost under referensglaciationscykeln längs med den profil som undersöktes med den tvådimensionella permafrostmodellen finns i figur 10-103. Notera att värmen från förvaret ingår i dessa simuleringar. Om 8 500 år, se figur 10-103, övre diagrammet, har förvarets temperatur-effekt en tydlig inverkan på temperaturen i den omgivande berggrunden.

Om 25 000 år har två talikar bildats under (framtida) sjöar i den för övrigt frusna marken. Talikarna är belägna vid cirka 9 000 och 15 000 m i profilen, se andra diagrammet i figur 10-103. Grundvatten kan bildas och även flöda ut i talikarna, vilket inte kan ske i den omgivande frusna terrängen. Även storleken hos den vattensamling som behövs för att bibehålla en talik undersöktes med hjälp av permafrostmodellering. Resultaten av dessa beräkningar redovisas i avsnitt 3.4 i **Klimatrapporten**.

Om 46 000 år (se figur 10-103, tredje diagrammet) sluts talikarna till av den tillväxande permafrosten. Det nedersta diagrammet i figur 10-103 visar permafrostfördelningen för situationen med djupast permafrost i referensglaciationscykeln. Vid den här tidpunkten, om 50 000 år, är permafrost-djupet över förvaret 259 m. Gränsen för den ständigt frusna marken ligger på 246 m.



Figur 10-102. Djup hos permafrost och ständigt frusen mark i referensglaciationscykeln. Kurvan visar utvecklingen specifikt vid försvarsplatsen, vilken erhållits från endimensionell modellering. Beroende på de höga tryck som råder under inlandsisen förekommer en mäktig kryopeg (ofrusna förhållanden trots att temperaturen är lägre än 0 °C) inom permafrosten (definierat av 0 °C-isotermen) under perioder med inlandsisutbredning om cirka 60 000 år och 100 000 år. Det största permafrostdjupet i referensutvecklingen är cirka 260 m.

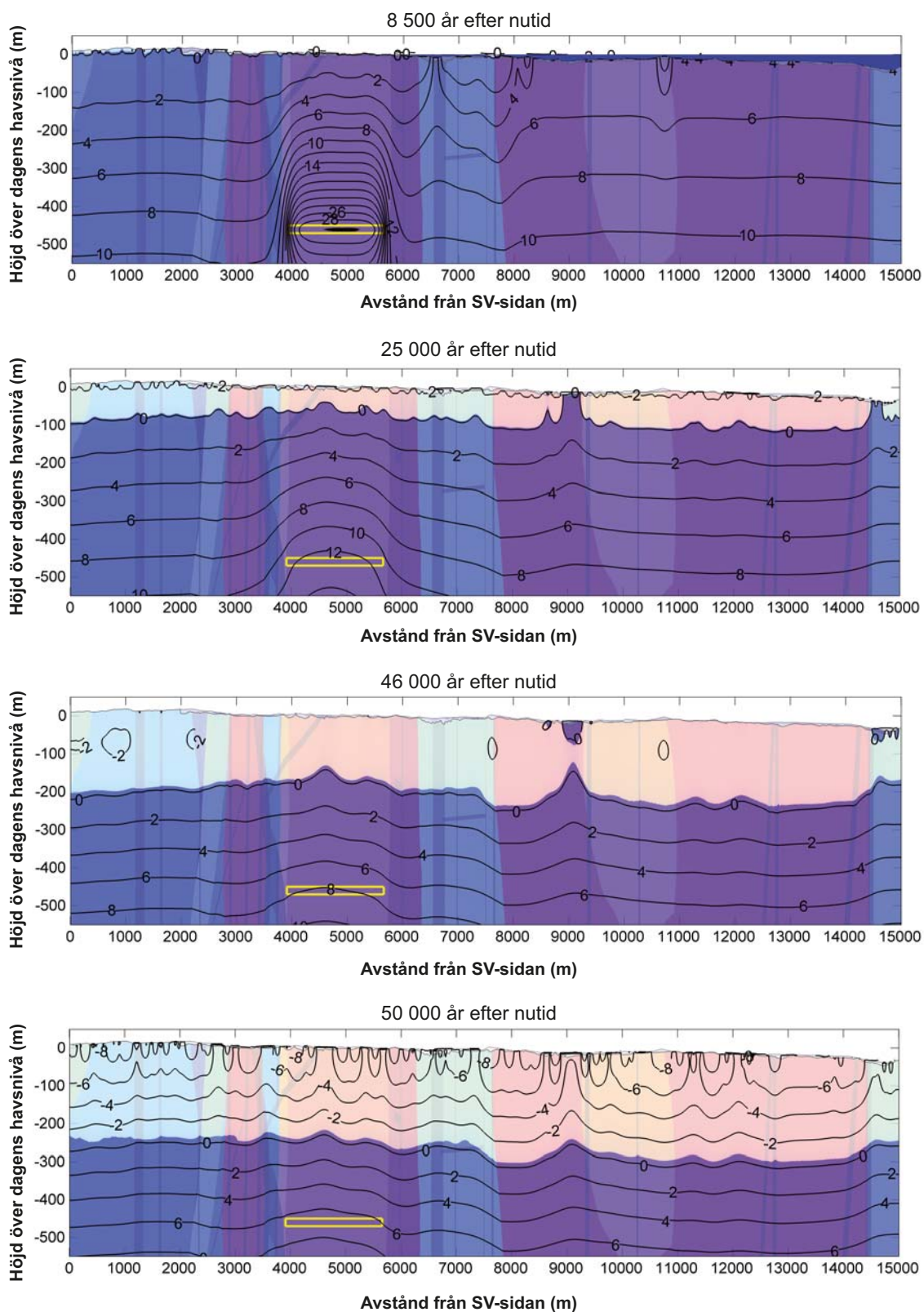
En del av permafrostsimuleringarnas indata är behäftade med betydande osäkerheter, se avsnitten 3.4.4 och 5.5 i **Klimatrapporten**. Den största osäkerheten rör den lufttemperaturkurva som rekonstruerats för Forsmark för den senaste glaciationscykeln, vars maximala osäkerhet har uppskattats till ± 6 °C, se bilaga 1 till **Klimatrapporten**, **Datarapporten** och /Hartikainen et al. 2010/. Om denna osäkerhet i lufttemperatur kombineras med osäkerheten i klimatfuktighet når osäkerhetsintervallet för referensglaciationscykelns permafrostdjup (dvs djup för 0 °C-isoterm) ett maximalt djup på cirka 410 m, medan osäkerhetsintervallet för den ständigt frusna marken når cirka 380 m djup, se figur 10-104.

Osäkerheter relaterade till övriga ytförhållanden (vegetationstyp, markfuktighet, snötäcke) och förhållanden i berget (termisk konduktivitet och diffusivitet samt geotermiskt värme flöde) har en mindre inverkan på resultaten. Om alla osäkerheter kombineras med osäkerheten i klimatfuktighet (fortfarande utan att ta med osäkerheten i lufttemperatur) leder det till ett osäkerhetsintervall för permafrostdjupet på mellan cirka 170 och 290 m, se figur 10-105.

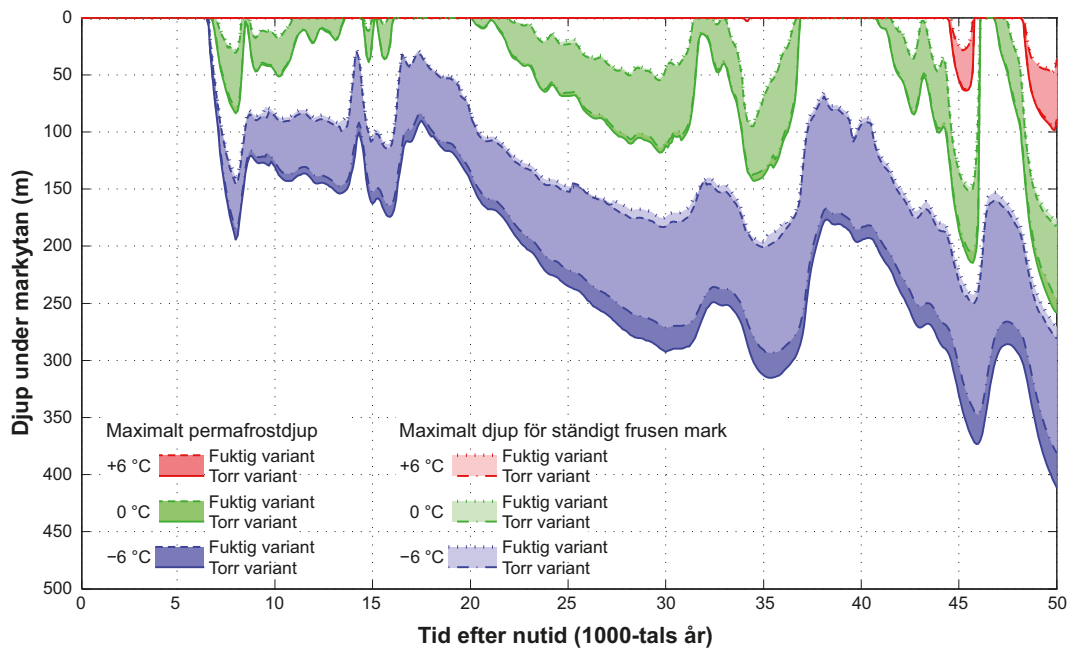
Om alla kända osäkerheter (lufttemperatur, luftfuktighet, nederbörd, vegetation, snötäcke, termisk konduktivitet och diffusivitet i berggrunden samt geotermiskt värme flöde) antas ha sina mest extrema värden som är de gynnsammaste för permafrosttillväxt, når osäkerhetsintervallet för permafrosten ett maximalt djup av 463 m, medan osäkerhetsintervallet för den ständigt frusna marken når ett maximalt djup av 422 m, se tabell 4-3 i **Klimatrapporten**. Det bör dock noteras att denna mest extrema kombination av osäkerheter är mycket orealistisk. Mot bakgrund av att osäkerheten i det maximala djupet för den ständigt frusna marken inte når ner till ett djup av 450 m, även för denna mest extrema orealistiska kombination av alla osäkerheter, utesluts frysning av grundvatten på försvarsdjupet i referensglaciationscykeln. Avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten** och /Hartikainen et al. 2010/ ger en utförligare beskrivning av exempelvis enskilda osäkerhetsbidrag från de olika parametrar som påverkar permafrosttillväxt.

Referensutveckling vid Forsmark

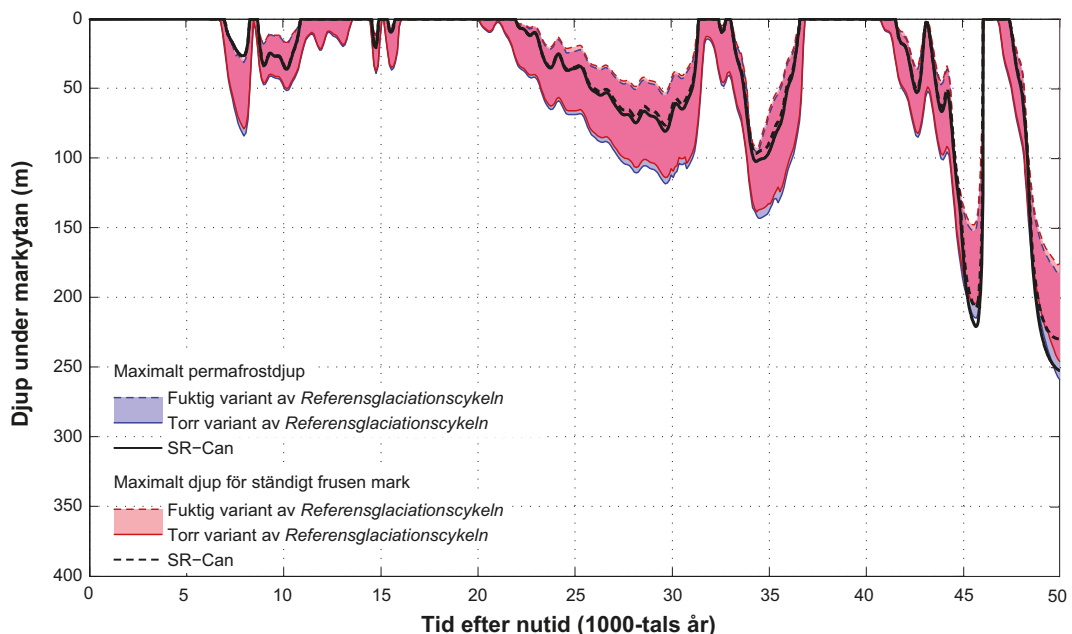
Med utgångspunkt från resultaten av inlandsismodelleringen, GIA-modelleringen och permafrostmodelleringen beskrivs referensglaciationscykelns utveckling av klimatrelaterade förhållanden vid Forsmark som en tidsserie av framtida klimattillstånd och vattentäckta perioder, se figurerna 10-106 och 10-107.



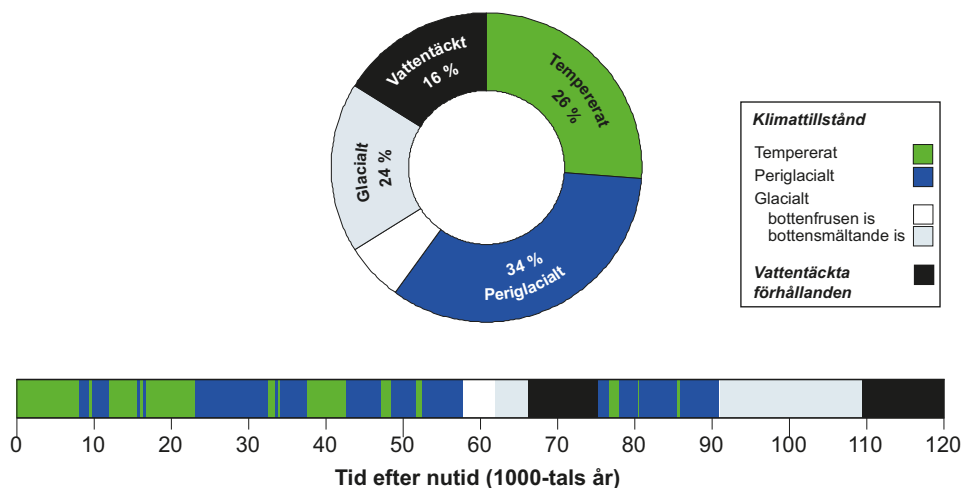
Figur 10-103. Exempel på den simulerade temperaturen (°C) och omfattningen av den ständigt frusna marken (ljus färg) och permafrosten (0 °C-isotermen) om 8 500, 25 000, 46 000 respektive 50 000 år i referensglaciationscykeln. Den blå färgen överst i profilen om 8 500 år visar Östersjön. Den gula rektangeln visar förvarets läge. Profilen följer den allmänna topografiska gradienten i området, i ungefärlig SV-NO-riktning.



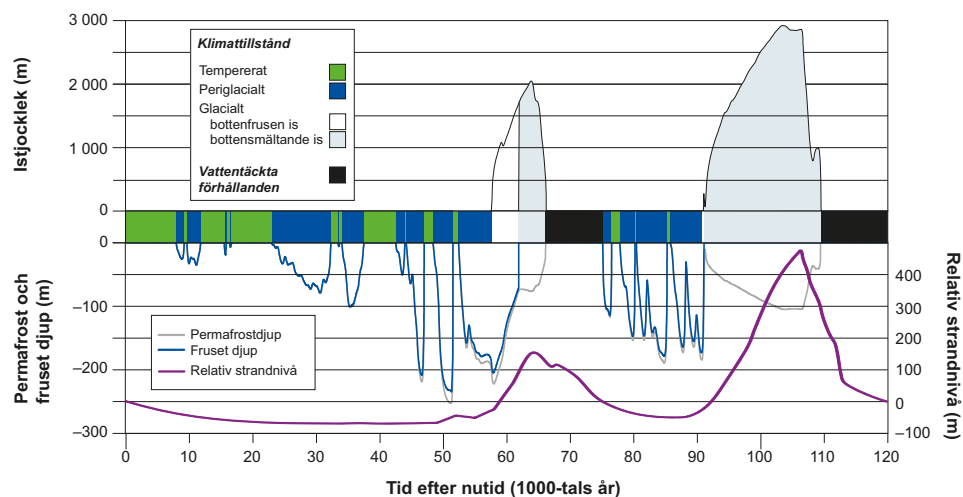
Figur 10-104. Resultat från känslighetsstudier av osäkerheten i lufttemperatur och klimatfuktighet för de första 50 000 åren av referensglaciationscykeln (en period som innehåller det maximala permafrostdjupet i referensutvecklingen). Figuren visar utvecklingen av maximalt permafrostdjup (heldragna linjer) och maximalt djup för den ständigt frusna marken (streckade linjer) över själva förvaret. Genomsnittliga termiska egenskaper för berget har använts tillsammans med en variation i lufttemperaturkurvan med -6 , 0 och $+6$ °C. Områdena skuggade i blått och rött täcker det intervall som beskrivs av de torra och fuktiga klimatvarianterna. Notera att resultaten för permafrost och den ständigt frusna marken i hög grad överlappar varandra. I detta sammanhang kan även nämnas att i de fall bufferten och återfyllningen trots allt skulle frysa, så återgår de förändringar i egenskaper som sker vid frysning till de tidigare ofrusna egenskaperna efter att materialen tinat.



Figur 10-105. Utveckling av maximalt permafrostdjup och maximalt djup för ständigt frusen mark ovanför förvaret för referensglaciationscykeln med hänsyn tagen till kombinerade osäkerheter för alla ytförhållanden (förutom lufttemperatur) och berggrundens termiska egenskaper (inklusive geotermiskt vattenflöde). Figuren visar de första 50 000 åren av referensglaciationscykeln som simulerats i den tvådimensionella modelleringen i SR-Site. Områdena skuggade i blått och rött täcker det intervall som beskrivs av de torra och fuktiga klimatvarianterna. Notera att områdena i stor utsträckning överlappar varandra (lila färg). Som jämförelse visas även motsvarande resultat från 1D modellen.



Figur 10-106. Varaktighet för klimattillstånd och vattentäckta perioder vid Forsmark i referensglaciationscykeln i SR-Site, uttryckt i procent av referensglaciationscykelns totala tid. Stapeln under cirkeldiagrammet visar den tidmässiga utvecklingen av klimattillstånden för referensglaciationscykeln.



Figur 10-107. Utveckling av klimat- och klimatrelaterade parametrar i Forsmark för SR-Sites referensglaciationscykel.

Tidsserien, tillsammans med identifieringen av huvudprocesser och förhållanden av betydelse för förvarets säkerhet, utgör sedan grunden för den efterföljande identifieringen och utformningen av ytterligare kompletterande framtida klimatfall för säkerhetsanalysen SR-Site, se figur 10-94.

Perioder med tempererat klimat upptar cirka 31 000 år av referensglaciationscykeln vid Forsmark. De förekommer i det inledande skedet av referensglaciationscykeln, under interstadialen mellan de två framryckningarna av inlandsisen och under den interglaciala perioden efter den sista deglaciationen, se figurerna 10-106 och 10-107. Mot slutet av nuvarande interglaciala period och under kommande tidiga skeden av referensglaciationscykeln är perioderna med tempererat klimat i allmänhet längre än de som förekommer under interstadialen i den senare delen av glacialen.

Under de första 50 000 åren av referensglaciationscykeln och i den interstadiala perioden mellan de två glaciala skedena leder det allt kallare klimatet till successivt längre perioder med periglacialt klimattillstånd och motsvarande kortare perioder med tempererat klimat, se figur 10-107. Det periglaciala klimattillståndet varar totalt i cirka 41 000 år. Det beräknade permafrostdjupet vid förvarsplatsen för den svåraste permafrostperioden i referensglaciationscykeln är cirka 250 m. Som framgår av diskussionen om osäkerheter ovan har frysning av grundvattnet på förvaringsdjup uteslutits i referensglaciationscykeln.

I Forsmark inträffar två stora framryckningar och tillbakadraganden av inlandsisen under referensglaciationscykeln. Den första sker om cirka 60 000 år och den andra om cirka 100 000 till 110 000 år, se figur 10-107. Före båda dessa nedisningsperioder ligger förvarsplatsen vid Forsmark ovanför havsnivån med kontinuerlig permafrost (mer än 90 procent rumslig permafrosttäckning) när inlandsisen rycker fram över förvarsplatsen.

En cirka 4 000 år lång period med basalt frusna förhållanden inleder den första perioden av glacialt klimattillstånd. Under den här perioden sträcker sig permafrosten till en början djupt ner i berget under inlandsisen. När inlandsisen fortsätter att växa till över förvarsplatsen isoleras den underliggande markytan från det kalla klimatet och med tiden blir inlandsisen bottenmältande. När inlandsisen har börjat täcka förvarsplatsen börjar den subglaciala permafrosten att tina, med mycket snabb permafrostsmältning när inlandsisen väl blir bottenmältande, se figur 10-107. Den totala tidslängden för perioderna med glacialt tillstånd i referensglaciationscykeln är omkring 30 000 år. Under den här tiden överväger perioder med bottenmältande förhållanden hos inlandsisen.

I tabell 10-13 sammanfattas klimattillståndens varaktighet i referensglaciationscykeln. Det bör återigen framhållas att referensutvecklingen inte är en förväntad eller predikterad klimatutveckling. Den utgör ett relevant *exempel* på en klimatutveckling, som täcker in de klimatrelaterade förhållanden som skulle kunna uppstå under ett tidsperspektiv av 100 000 år. Exemplet används därefter i arbetet med att identifiera andra kompletterande klimatfall som potentiellt har en större påverkan på förvarets säkerhet.

Klimatrelaterade faktorer av betydelse för säkerheten

Under perioder med tempererat klimat är strandlinjeförskjutningen och grundvattnets salthalt de huvudsakliga faktorerna av betydelse för förvarets säkerhet. När förvarsplatsen täcks av vatten kommer ett minskat grundvattenflöde att styras av rådande skillnader i grundvattnets densitet. När den inte är täckt av vatten kommer gradienterna som styr grundvattenflödet att bestämmas av landskapets topografi. Under perioder med periglacialt klimattillstånd är den huvudsakliga faktorn av betydelse för förvarets säkerhet utvecklingen av permafrost och ständigt fruset berg. Frysningen kommer att påverka grundvattnets flödesmönster och sammansättning och leda till att återfyllningsmaterial i rampen och schaktet fryser. Om frystemperaturer för buffert och återfyllning skulle förekomma på förvarsdjup skulle återfyllningen i deponeringstunnlarna och bufferten frysa.

Framryckningen och tillbakadragandet av en inlandsis över Forsmark leder till den största klimatrelaterade förändring som förvaret kommer att genomgå under en glaciationscykel. De huvudsakliga faktorerna av betydelse för förvarssäkerheten i det glaciala klimattillståndet är det maximala hydrostatiska trycket, nedträngningen av syrerikt och/eller utspätt glacialt smältvatten till större djup, den möjliga uppträngningen av salthaltigt vatten från större djup, förändringen av bergspänningar, förekomsten av glacialt inducerade skalv och förändringen av flödesegenskaper i berggrunden.

Utvecklingen av klimatrelaterade förhållanden av betydelse för förvarets säkerhet illustreras av successionen för de olika klimattillstånden i figur 10-106 och av utvecklingen hos viktiga klimatrelaterade processer i figur 10-107. I denna klimatutveckling åtföljs alltid det tempererade klimattillståndet av det periglaciala klimattillståndet. Det periglaciala klimattillståndet åtföljs antingen av det tempererade eller det glaciala klimattillståndet. I referensglaciationscykeln täcks förvarsplatsen i Forsmark av Östersjön efter perioder av omfattande nedisning. Den efterföljande övergången från vattentäckta förhållanden till land kan antingen äga rum under perioder med periglacialt klimattillstånd eller – som i dag – under perioder med tempererat klimattillstånd.

Tabell 10-13. Klimattillståndens varaktighet i referensglaciationscykeln i SR-Site.

Klimattillstånd	Varaktighet (% av referensglaciationscykeln)	Varaktighet (år)
Tempererat klimattillstånd	26 %	31 200
Periglacialt klimattillstånd	34 %	40 800
Glacialt klimattillstånd	24 %	28 200
Vattentäckta förhållanden	16 %	19 200

10.4.2 Biosfären

I SR-Site används en rekonstruktion av den senaste glaciationscykeln som utgångspunkt för att beskriva möjliga framtida förändringar i klimatet och klimatrelaterade processer, se avsnitt 10.4.1. Rekonstruktionen används som ett exempel på en framtida utveckling, som på ett realistiskt sätt täcker in alla relevanta klimatrelaterade förändringar som kan förväntas under ett perspektiv på 120 000 år. I rekonstruktionen delas perioden in i ett antal klimatstyrda processtillstånd (nedan kallade klimattillstånd). I verkligheten sker inte övergången från ett klimattillstånd till ett annat abrupt, utan det är i stället fråga om en mjuk övergång, se avsnitt 4.5.4 i **Klimatrapporten**. Dessutom tar det tid innan omgivningen och dess dominerande processer anpassar sig till klimatförändringen, se kapitel 3 i /Lindborg 2010/.

För det modellerade Forsmarksområdet tar det dessutom tid innan en ändring av förhållandena i miljön sprider sig från en ände av området till det andra. Det gäller till exempel för den utveckling som orsakas av strandlinjeförskjutningen efter isavsmältningen, då området övergår från vattentäckta förhållanden till ett helt landbaserat och tempererat tillstånd. Denna övergång tar cirka 12 000 år från det att hela området är helt vattentäckt strax innan den första lilla holmen höjer sig ur havet (1000 f Kr) tills den sista havsviken omvandlats till en sjö (omkring 11 000 e Kr). Under två perioder i den senare delen av referensutvecklingen är Forsmark täckt av en inlandsis, se avsnitt 10.4.1. Direkt efter avsmältningen av dessa inlandsisar är förvarsplatsen vattentäckt och därefter antas det att övergången från vattentäckta förhållanden till ett helt landbaserat område kommer att upprepas.

Perioder med tempererat klimattillstånd

Det tempererade klimattillståndet motsvarar 26 procent av referensglaciationscykeln, se avsnitt 10.4.1. Efter den inledande tempererade perioden, som enligt referensglaciationscykeln slutar omkring 9400 e Kr, följer en relativt kort period med periglaciala förhållanden. Därefter dominerar återigen tempererade förhållanden fram till cirka 23 000 e Kr. En annan tempererad period, som varar ungefär 5 000 år, inträffar omkring 40 000 e Kr.

Under framtida perioder med tempererat tillstånd före nästa nedisning antas förhållandena i Forsmark vara likartade de som råder under de senare delarna av den inledande tempererade perioden. Det innebär att landskapet kommer att bestå av landekosystem, huvudsakligen skogar och myrar med få eller inga sjöar och inte heller något hav. Delar av området, särskilt de med finkornigt sediment i de mellersta delarna av Öregrundsgrepen, se figur 10-12, kan eventuellt användas för jordbruk som är uthålligt på längre sikt (se kapitel 4 i /Lindborg 2010/). Mindre områden med huvudsakligen organiska jordar kan också komma att brukas under begränsade perioder. Högt liggande områden med tunna jordlager kommer att vara beväxta med tallskog. Även mönstret för utströmning av djupt grundvatten, liksom de förhållanden som bestämmer transport och ackumulation av radionuklider i landskapet, förväntas att likna dem som råder under den senare delen av den inledande tempererade perioden (jämför kapitel 4 och 5 i /Lindborg 2010/).

Perioder med periglacialt klimattillstånd

Perioder med periglacialt tillstånd, vilket kännetecknas av tundravegetation och permafrost, utgör 34 procent av referensglaciationscykeln. Även om det periglaciala tillståndet utgör den största delen av referensglaciationscykeln, förekommer det vanligtvis under relativt korta perioder som avbryts av andra klimattillstånd. Den längsta oavbrutna perioden med periglaciala förhållanden börjar omkring 23 000 e Kr och pågår under cirka 10 000 år.

Vegetationsperioden under det periglaciala tillståndet är kort. Detta hindrar inte att primärproduktionen kan vara hög i vissa miljöer, exempelvis i grunda sjöar /Andersson 2010/. Landvegetationen består av halvgräs, örter och busksnår. På mer öppna och torra platser dominerar lavar, medan våta platser domineras av mossor. Nederbörden kommer sannolikt att vara lägre än under tempererade förhållanden, på grund av att avdunstningen som transporterar vatten till atmosfären är begränsad /Kjellström et al. 2009/. Den låga avdunstningen innebär utbredda våtmarker, eftersom överflödigt vatten inte kan infiltrera marken /Bosson et al. 2010, French 2007/. Det kan leda till att det bildas större våtmarksområden än i ett tempererat klimat, men å andra sidan är torvbildningsgraden lägre, delvis på grund av att den terrestra växtproduktionen är ringa.

Som en effekt av frysnings- och tiningsprocesser kommer jorden på sluttande mark att förflyttas nedåt, även på svaga sluttningar. Andra processer som är typiska för periglaciala tillstånd är den uppåtriktade förflyttningen av stenar, så kallad kryoturbation, som leder till tundra-polygoner (mönstrad mark, vars

nätverk är tetragonalt, pentagonalt eller hexagonalt) och termokarster (topografiska strukturer som uppkommit genom tinande permafrost och åtföljande sättningar i marken). Det förekommer således många processer som stör jordlagret och också utsätter det för erosion.

Talikal är ofrusna markpartier som ofta förekommer under sjöar eller älvar i permafrostregionen, se exempelvis /Hartikainen et al. 2010/. Talikstrukturen är de enda punkter i det periglaciala landskapet där radionuklider utsläppta från förvaret kan transporteras upp till biosfären /Bosson et al. 2010/. Eftersom mänsklig bebyggelse och markanvändning ofta förläggs vid sjöar och vattendrag kan talikal potentiellt vara platser där människor utsätts för höga koncentrationer av radionuklider under periglaciala förhållanden. Däremot kräver den låga produktiviteten i permafrostregionen att ett större område utnyttjas för att tillföra de resurser som även ett mindre samhälle behöver. Det innebär att även om radionuklider från förvaret skulle transporteras till en talik i ett sådant område, behöver det inte betyda att medelkoncentrationerna i den föda som intas av befolkningen i området kommer att vara särskilt höga.

Perioder med glacialt klimattillstånd

Forsmark är täckt av is under 24 procent av referensglaciationscykeln, huvudsakligen under den senare delen av denna cykel. På isytan kan mikrober, alger och vissa insekter förekomma. Vid isfronten kan ett produktivt akvatiskt samhälle förekomma, med fiskpopulationer som kan utnyttjas av människor och av djurpopulationer som lever på isen (exempelvis fåglar, polarrävar, isbjörnar) och i havet (exempelvis sälar och valar).

Alla större ryggradsdjur eller människor som lever på isen kommer sannolikt att röra sig över stora områden på grund av svåra väderförhållanden och en ringa produktion av födoämnen. Om människor förekommer i området kommer de i de flesta fall antagligen att utgöras av tillfälliga besökare på grund av den kärva miljön. Den enda situation under glaciala förhållanden när människor eller andra organismer kan utsättas för höga koncentrationer av radionuklider från förvaret är när en tillbakadragande isfront är belägen nära Forsmarksområdet och området ligger under havet. Under dessa förhållanden är det möjligt att människor skulle kunna bosätta sig där under längre perioder och leva på fisk som fångats nära isfronten.

Under perioder av glacialt klimattillstånd förväntas det inte ske någon långsiktig ackumulation av radionuklider i avlagringarna på grund av den korta omsättningstiden i denna potentiella reservoar. Det är bara under korta perioder i det glaciala klimattillståndet som radionuklidutsläpp från källor under jord kan ackumuleras på samma sätt som under periglaciala förhållanden. Eftersom förvarsplatsen i Forsmark kommer att befinna sig under havsytan under större delen av de glaciala perioderna, kommer en snabb vattenomsättning i det öppna havet längs isfronten sannolikt att späda ut alla utsläppta radionuklider och förhindra ackumulation av höga koncentrationer i sediment och organismer.

Perioder med vattentäckta förhållanden

I referensglaciationscykeln förekommer två perioder med vattentäckta förhållanden vid Forsmark, vilka tillsammans utgör 16 procent av hela referensglaciationscykeln. Dessa perioder förekommer alltid direkt efter det att inlandsisen har dragit sig tillbaka och uppstår på grund av att berggrunden har tryckts ned av islasten. Efter den senaste glaciationen, som upphörde år 8800 f Kr i Forsmark, uppträdde de första landområdena omkring 1000 f Kr och den sista havsviken i det modellerade området kommer att ha omvandlats till en sjö omkring 11 000 e Kr. Det betyder att de vattentäckta förhållandena i det modellerade området kan delas upp i två skeden, ett första skede som omfattar cirka 8 000 år när hela området är vattentäckt, och ett annat som pågår under 12 000 år då havet gradvis drar sig tillbaka och markområdet expanderar. Denna beskrivning av den tidsmässiga utvecklingen framgår inte i beskrivningen av referensglaciationscykeln, se figur 10-107, eftersom den senare gäller speciellt för en punkt ovanför det tänkta förvarsområdet. Den ger dock en mer realistisk bild av utvecklingen för hela landskapet, se även avsnittet om övergångar mellan klimattillstånd i avsnitt 4.5.4 i **Klimatrapporten**.

Vattentäckta förhållanden definieras inte som ett klimattillstånd i SR-Site, se **Klimatrapporten**. I stället är det ett tillstånd där processer och egenskaper som rör marina förhållanden dominerar. I det marina ekosystemet förväntas, jämfört med i dag, inte några dramatiska förändringar som ett resultat av klimatförändringar, förutom långtidsvariationer i salthalten. Därför behandlas det vattentäckta framtida landskapet i SR-Site som att det motsvarar det historiska och nuvarande akvatiska ekosystemet vid Forsmark och det antas att förutsättningarna för transport och ackumulation av radionuklider liknar dem i det nuvarande marina ekosystemet.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

De största osäkerheterna i landskapsutvecklingen under den återstående delen av referensglaciationscykeln är i allt väsentligt samma osäkerheter som dominerar under den inledande tempererade perioden, dvs 1) landskapets utformning, 2) tidpunkterna för olika händelser och 3) sammansättning och egenskaper hos de arter och samhällen som lever i det framtida landskapet, se avsnitt 10.3.3. Även om det inte går att beskriva landskapsutvecklingen under en hel glaciationscykel i detalj innebär den systematiska landskapsanalysen, tillsammans med angreppssättet för att beräkna doser, att de viktiga potentiella landskapsutformningar som kan förekomma under referensglaciationscykeln är inkluderade i analysen.

10.4.3 Termisk utveckling

Den sjunkande temperaturen och specifikt den resulterande förekomsten av permafrost och ständigt frusen mark kan påverka buffertleran, återfyllningsmaterialet och kopparkapseln. Framför allt är det säkerhetsfunktion R4, se figur 10-2, som kan påverkas, eftersom den a) anger att temperaturen i bufferten ska vara > -4 °C för att undvika buffertfrysning och b) att bufferttemperaturen ska vara > 0 °C för att säkerställa att analysen av kapselskjuvning gäller. Dessutom finns det också en temperaturrelaterad säkerhetsfunktion för retention (BF2c) som anger att återfyllningens temperatur ska vara > -2 °C, eftersom det är vid den temperaturen som återfyllningen fryser. Om bufferten fryser kan dessutom trycket på kapseln och berget öka, en fråga som kräver separata analyser. Förekomsten av permafrost påverkar också de hydromekaniska förhållandena (risk för hydraulisk lyftning) som berörs ytterligare i avsnitt 10.4.4. Därför är det viktigt att analysera i) permafrostdjupet, eller mer specifikt, djupet för den ständigt frusna marken, ii) djupet för isotermen som motsvarar det temperaturkriterium som används för frysning av buffertleran, iii) djupet för isotermen som motsvarar det temperaturkriterium som används för frysning av återfyllningsmaterialet och iv) utfrysningen av salt som kan leda till en zon med högre salthalt belägen under den ständigt frusna marken.

Permafrostutveckling

Permafrostdjupet definieras av djupet för 0 °C-isotermen, se avsnitt 3.4 i **Klimatrapporten**. Djupet för den ständigt frusna marken är emellertid ofta grundare, beroende på det rådande hydrostatiska trycket, grundvattnets kemiska sammansättning och på adsorptions- och kapilläregenskaper hos mark- eller bergmaterialet. Dessa faktorer gör att grundvatten kan frysa vid temperaturer under 0 °C, se exempelvis avsnitt 3.4 i **Klimatrapporten**. Det temperaturkriterium som används i SR-Site för buffertfrysning är -4 °C, se avsnitt 8.3.2. I realiteten är det dock sannolikt att buffertleran fryser vid ännu lägre temperaturer, se avsnitt 3.2.2 i **Processrapporten för bufferten, återfyllningen och förslutningen**. Det kriterium som används för frysning av återfyllningsmaterialet är -2 °C, se avsnitt 8.4.4.

De rådande ytförhållandena, som lufttemperatur och markförhållanden, är huvudfaktorerna som styr den rumsliga och tidsmässiga utvecklingen av permafrost och ständigt frusen mark i Forsmark, se avsnitt 10.4.1 samt 3.4.4 i **Klimatrapporten**. Förhållanden under markytan, som berggrundens termiska egenskaper, geotermiskt värmefflöde, salthalt i grundvattnet och värme som alstrats av förvaret, modifierar den rumsliga och tidsmässiga utvecklingen, men är av sekundär betydelse i jämförelse med ytförhållandena, se avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten**. En beskrivning av permafrostutvecklingen under referensglaciationscykeln ges i avsnitt 10.4.1 samt i avsnitt 4.4.3 i **Klimatrapporten**.

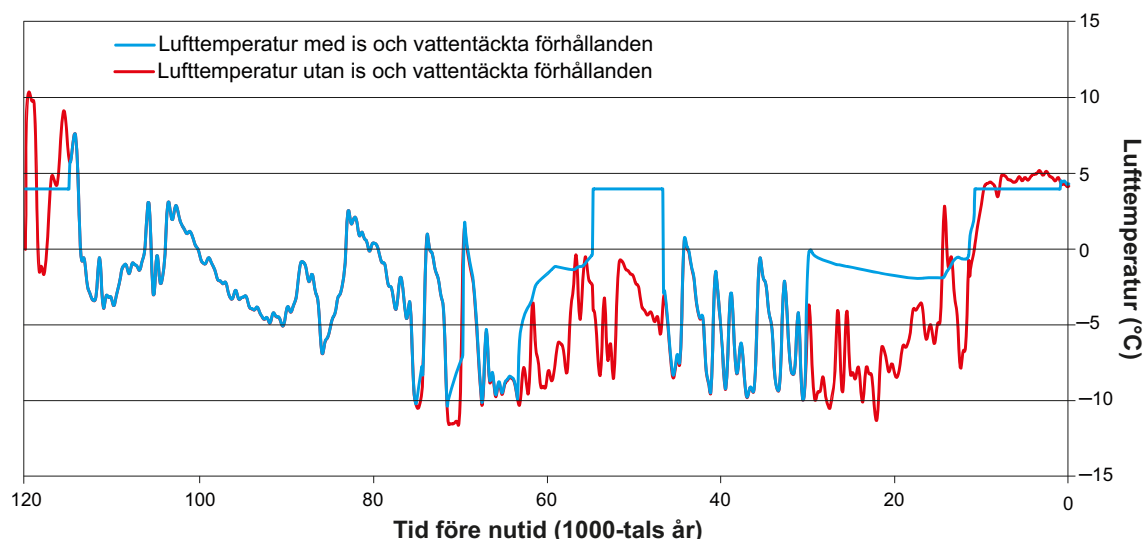
Permafrostmodellering

Utvecklingen av permafrost och ständigt frusen mark har undersökts med hjälp av numerisk modellering i en och två dimensioner /SKB 2006c and Hartikainen et al. 2010/. De använda matematiska modellerna är baserade på grundprinciper för kontinuummekanik samt termodynamik och betraktar frysende mark som ett elastiskt poröst jord- eller bergmedium mättat med salthaltigt grundvatten och is. Modellerna kan hantera värme- och masstransport i ett poröst medium, frysning av grundvatten som påverkas av grundvattentryck och saltkoncentration samt frysinducerat grundvattenflöde. Den numeriska tvådimensionella modellen hanterar även utfrysning av salt och densitetsstyrt grundvattenflöde i ofrusen och partiellt frusen mark. Kontinuummetoden är lämpad för modellering av utvecklingen av permafrost och ständigt frusen mark, eftersom dessa processer i första hand styrs av värmeledning och endast i andra hand av grundvattenflöde /Hartikainen et al. 2010/.

Den endimensionella metoden kan i vissa situationer leda till något högre temperaturer än de som beräknas med en flerdimensionell modell. En jämförelse mellan resultaten från den endimensionella modellen och den tvådimensionella modellen visar emellertid att de båda modellernas resultat är mycket likartade, se avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten**. Eftersom lateralt grundvattenflöde endast spelar en mindre roll vid permafrostutveckling, se exempelvis /Hartikainen et al. 2010/, är det sannolikt att modellering med tredimensionellt grundvattenflöde endast skulle ge mindre förändringar i permafrostdjup och djup för den ständigt frusna marken. Dessutom medför de termiska egenskapernas anisotropi inte något problem för endimensionella studier, eftersom den kombination av termiska egenskaper som skulle ge de lägsta temperaturerna – eller åtminstone mycket nära de lägsta temperaturerna – kan väljas. Därför är det inte sannolikt att tredimensionella permafrostsimuleringar skulle ge uppenbart lägre temperaturer än det intervall som har erhållits från hela den serie av känslighetsanalyser i de endimensionella och tvådimensionella modellsimuleringarna som utförts, se avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten** och /Hartikainen et al. 2010/. Den endimensionella permafrostmodellen beskrivs i /Hartikainen 2004/ och den tvådimensionella modellen i /Hartikainen et al. 2010/.

Den endimensionella metoden användes i syfte att beskriva permafrostdjupet och djupet för den ständigt frusna marken specifikt vid förvarsplatsen och för hela referensglaciationscykeln /Hartikainen 2004, SKB 2006c/. Den tvådimensionella metoden användes i syfte att simulera den tidsmässiga och rumsliga utvecklingen (längs profilen) av permafrost och ständigt frusen mark för de första cirka 50 000 åren av referensglaciationscykeln för en sektion av hela förvarsplatsen i Forsmark. I den här tidsperioden ingår tidpunkten med djupast permafrost för hela referensglaciationscykeln. Den tvådimensionella modelleringsmetoden användes också för att utföra ett brett spektrum av känslighetsanalyser som täcker in alla kända osäkerheter i permafrostsimuleringarnas indata, se avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten** och /Hartikainen et al. 2010/.

Den lufttemperaturkurva som rekonstruerats för den senaste glaciationscykeln, se figur 10-108, användes för att beräkna marktemperaturer, bland annat med hjälp av antaganden om marktäckning (vegetation och snö), för detaljer se avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten** och /Hartikainen et al. 2010/. Inverkan från vegetations- och snötäcket har beaktats genom att använda ett empiriskt förhållande mellan luft- och marktemperaturer för olika typer av vegetation och topografiskt fuktighetsindex, se /SKB 2006c, Hartikainen et al. 2010/.

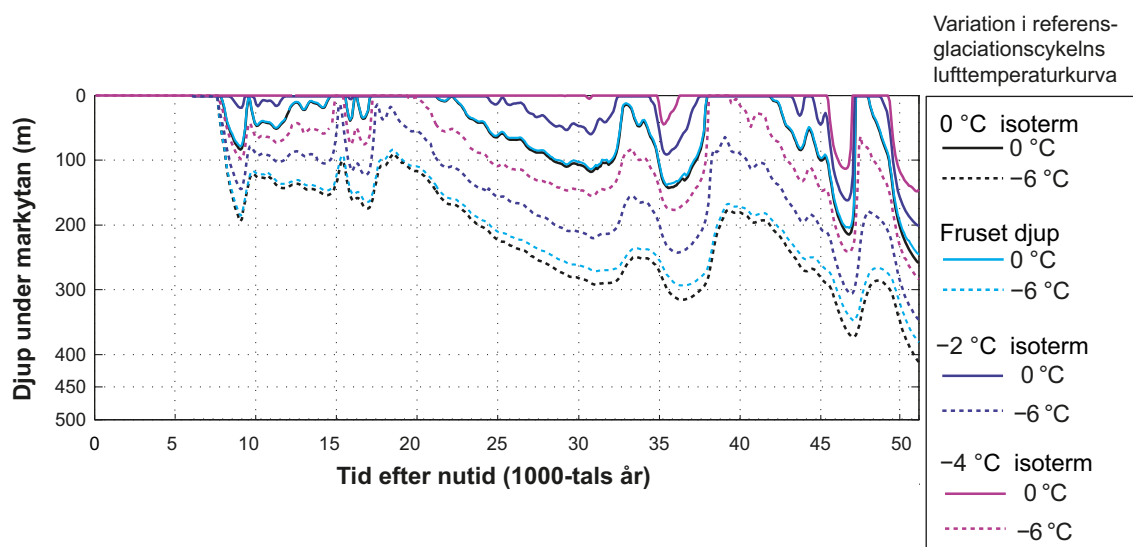


Figur 10-108. Rekonstruerad lufttemperaturkurva för Forsmarkregionen under de senaste 120 000 åren. Den röda linjen visar rekonstruerade lufttemperaturer under den senaste glaciationscykeln utan förekomst av inlandsisar och vattentäckta perioder. Den blå linjen inkluderar perioder med inlandsisar och vattentäckta perioder, dvs den visar simulerade temperaturer vid inlandsisens botten för glaciala perioder och lufttemperaturer för isfria perioder. En temperatur på +4 °C har ansatts för vattentäckta perioder (under den förra interglacialen Eem, mellersta fasen av Weichselglaciationen och under Holocen). Konstruktionen av temperaturkurvan och dess osäkerheter beskrivs och diskuteras i bilaga 1 till **Klimatrapporten**.

För permafrostmodelleringen erhöjls information om jordtyp och djup (fullt djup för okonsoliderat kvartärt jordlager), termiska och mekaniska egenskaper hos bergdomäner och jordtyper, grundvattnets kemiska egenskaper och utveckling av framtida sjöar från de platsbeskrivande modellerna, se även /SKB 2006c, Hartikainen et al. 2010/. Exempel på modellerade temperaturer vid markytan under olika stadier av referensglaciationscykeln (boreala, subarktiska och arktiska miljöer) finns i /Hartikainen et al. 2010/.

Resultaten från beräkningarna av permafrostdjup ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermen) och djup för den ständigt frusna marken vid förvarsplatsen för hela glaciationscykeln, projicerade till den framtida referensglaciationscykeln, visas i figur 10-102. Utvecklingen av det maximala djupet för $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -, $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ - och $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermerna visas, liksom djupet för den ständigt frusna marken, i figur 10-109. Resultaten är från de tvådimensionella permafrostsimuleringarna, specifikt för platsen för förvaret. Figuren illustrerar de första cirka 50 000 åren av referensglaciationscykeln, inklusive tiden med djupast permafrost som inträffar om cirka 50 000 år. Som framgår av figuren och som berörs ytterligare i avsnitt 10.4.1, når $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermen (permafrost) ett största djup på 259 m, medan $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ - och $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermerna når ett största djup på 200 respektive 150 m i referensglaciationscykeln. Dessa siffror tar dock inte hänsyn till samtliga osäkerheter i indata.

Som tidigare nämnts i avsnitt 10.4.1 har permafrostmodelleringens indata omfattande osäkerheter. Konsekvenser av dessa osäkerheter för de simulerade djupen för permafrost och ständigt frusen mark analyserades i detalj i /Hartikainen et al. 2010/. Den största osäkerheten rör lufttemperaturen. Om *alla* osäkerheter (i lufttemperatur, klimatfuktighet, vegetation, snötäcke, termisk konduktivitet och diffusivitet i berggrunden samt geotermiskt värmeflöde) sätts till det extremvärde som är mest gynnsamt för permafrosttillväxt når osäkerhetsintervallet för permafrosten ett maximalt djup av 463 m, medan osäkerhetsintervallet för den ständigt frusna marken når ett maximalt djup av 422 m, se tabell 4-3 i **Klimatrapporten**. Samtidigt når osäkerhetsintervallen för $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ - och $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermerna maximala djup av 388 respektive 316 m, se tabell 4-3 i **Klimatrapporten**. Denna mest extrema kombination av osäkerheter måste betraktas som orealistisk. En slutsats som kan dras från dessa resultat är att $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermen inte når förvarsdjup i referensglaciationscykeln. Med tanke på att osäkerheten i det maximala djupet för den ständigt frusna marken inte når ner 450 m, även i denna mest extrema orealistiska kombination av alla osäkerheter, utesluts dessutom frysning av grundvatten på förvarsdjup i referensglaciationscykeln. I denna mest extrema situation är den lägsta temperaturen på förvarsdjup, 450 till 470 m, ungefär $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ respektive $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.



Figur 10-109. Utveckling av $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermen (permafrostdjup), ständigt frusen mark och $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ - och $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -isotermerna vid förvarsplatsen i Forsmark. Resultaten visar de första cirka 50 000 åren av referensglaciationscykeln, vilka inkluderar perioden med djupast permafrost under hela glaciala cykeln. Helder linjer visar referensglaciationscykeln. Streckade linjer visar de nedre gränserna för tillhörande osäkerhetsintervall när hänsyn tas till den maximala osäkerheten för lufttemperatur ($\pm 6\text{ }^{\circ}\text{C}$), se bilaga 1 till **Klimatrapporten**. Resultaten kommer från den torra klimatvarianten med djupare permafrost, se avsnitt 3.4.4 i **Klimatrapporten**.

I referensglaciationscykeln nås det maximala frysdjupet innan inlandsisen rycker fram över platsen. Det betyder att den efterföljande glaciala erosionen i denna glaciationscykel inte påverkar slutsatsen om maximalt frysdjup och frysning. Dessutom förväntas den totala omfattningen av denudationen, dvs den kombinerade effekten av yterosion (inklusive glacial erosion) och vittring att ligga inom intervallet 1–2,6 m för förvarsplatsen i Forsmark under referensglaciationscykeln, se avsnitt 4.5.7 i **Klimatrapporten**. Denna omfattning av minskningen av förvarsdjup på grund av denudation har en obetydlig inverkan då efterföljande glaciationscykler beaktas.

Rekonstruktionen av permafrost för referensglaciationscykeln redovisas utförligt i avsnitten 3.4.4 och 4.4.3 i **Klimatrapporten**.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Med utgångspunkt från ovanstående resultat och konceptet för buffert och återfyllning som presenteras i kapitel 5, förekommer inte frysning av vatten, buffertlera och återfyllningsmaterial på förvarsdjup i referensutvecklingen. Ytterligare utvärderingar av de osäkerheter som berörs av denna fråga ges i ett särskilt scenario, se avsnitt 12.3.

10.4.4 Bergmekanik

Om bufferten eller återfyllningen skulle frysa under permafrostförhållanden skulle detta medföra en mekanisk belastning på det omgivande berget. På grundval av analyserna i avsnitt 10.4.3 tas dock inte frysning med i referensutvecklingen.

Glaciationer kommer att ändra bergspänningarna jämfört med dagens situation. De glacialt inducerade spänningarnas beskaffenhet beror inte bara på islasten, utan även på egenskaper hos jordskorpan och jordmanteln samt interaktioner dem emellan. Medan det är relativt enkelt att uppskatta tillskottet av vertikala spänningskomponenter, är det mer komplicerat att fastställa de horisontella spänningskomponenterna. Detta eftersom de kommer att bero på inlandsisens utveckling och egenskaper, jordskorpan tjocklek och mekaniska egenskaper samt egenskaperna hos det viskoelastiska material som jordskorpan antas vila på. Eventuell skjvuspänning som inlandsisen ger upphov till i gränssytan mellan is och berg kommer emellertid inte att ha någon betydelse.

Den belastning som inlandsisen ger på den underliggande berggrunden leder, sett i stor skala, till att jordskorpan trycks ned under inlandsisen och att jordskorpan höjs upp vid sänkningens kanter (forebulge). Detta leder i sin tur till ökade tryckspänningar i jordskorpan under isen och dragspänningar i sänkningens kanter. I liten skala orsakar den transienta belastningen från inlandsisen en allmän ökning av totalspänningen och ökad inspänning till följd av den åtföljande ökningen av horisontell spänning. Kombinationen av islasten och ökade portryck betyder att effektivspänningen påverkas på två sätt som motverkar varandra:

- En ökning av totalspänningen till följd av inlandsisens mekaniska belastning leder till att effektivspänningen ökar, men
- en ökning av portrycket till följd av glaciation leder till en minskning av effektivspänningen.

Den resulterande hydromekaniska påverkan kommer således till stor del att bero på hur belastningen som orsakas av inlandsisen överförs till det underliggande berget.

Följande processer som är relaterade till glaciationscykeln skulle kunna ha konsekvenser för säkerheten.

- Reaktivering av sprickor som skulle kunna påverka spricktransmissivitet och transportmotstånd i fjärrområdet (säkerhetsfunktion R2a) och i närområdet (säkerhetsfunktion R2b).
- Sprickbildning – risk för hydraulisk lyftning som skulle kunna påverka spricktransmissiviteten och aperturen i gränssnittet mellan deponeringshålet och sprickan och således transportmotståndet i gränssnittet mellan buffert och berg (säkerhetsfunktion R2b).
- Risk för krypdeformation som skulle kunna påverka deponeringshålens geometri (säkerhetsfunktion R3). Detta skulle i sin tur kunna påverka flera av buffertens och kapselns säkerhetsfunktioner indirekt.
- Seismisk aktivitet och uppkomst av förkastningar som skulle kunna innebära skjuvrörelser i sprickor som skär deponeringshål (säkerhetsfunktion R3b) och även öka transmissiviteten hos skjvupsprickan (säkerhetsfunktion R2b).

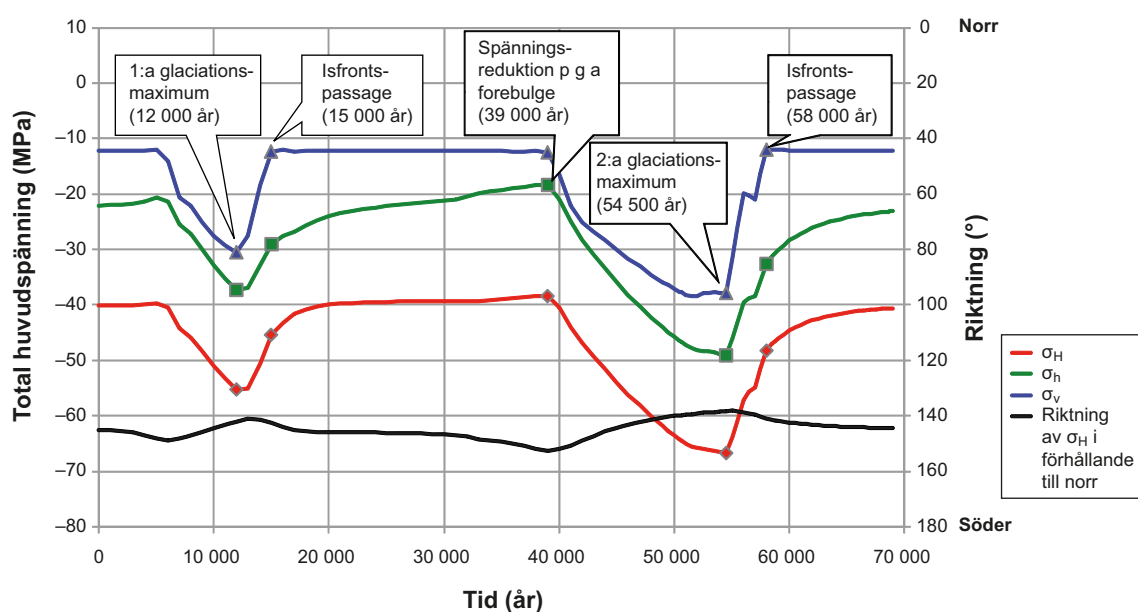
SäkerhetskONSEKVENSA av dessa processer, förutom seismisk aktivitet och uppkomst av förkastningar, utvärderas i följande underavsnitt. Seismisk aktivitet och uppkomst av förkastningar behandlas i ett särskilt avsnitt, avsnitt 10.4.5, som också innehåller en utvärdering av effekterna på bufferten och kapseln.

Spänningsförändringar under glaciationscykeln

Inlandsisen kommer att öka den mekaniska belastningen på förvaret, dels genom viktillskottet från själva inlandsisen, dels på grund av böjningsreaktionen från jordens litosfär. I stor skala kommer detta att leda till en nedsänkning under belastningen där jordskorpans böjning kommer att ge en ytterligare långsam ökning av de horisontella spänningarna i övre jordskorpan. Utanför iskanten kommer jordskorpan att böjas uppåt och bilda en förhöjning (forebulge) utanför isen, där de horisontella spänningarna minskar. Storleksordningen för de inducerade böjspänningarna beror på inlandsisens tjocklek och på hur länge området är täckt av is. När inlandsisen drar sig tillbaka under avsmältningen kommer den nedtryckta litosfären att genomgå en isostatisk återhämtning, som är en mycket långsammare process än då islasten avtar. Därför kommer höga horisontella spänningar att finnas kvar i litosfären under en avsevärd tid efter det att den vertikala spänning som inlandsisen gav upphov till har försvunnit. Detta leder till ökad spänningsanisotropi.

Förutom de glacialt inducerade spänningsvariationerna kommer inlandsisen att öka vattentrycket i berget under isen eller under ett ogenomträngligt permafrostlager framför den framryckande inlandsisen. Det ökade portrycket kan, i kombination med ökad spänningsanisotropi, få berget att brista och därmed orsaka störningar som sträcker sig från ökad sprickpermeabilitet till stora jordskalv, exempelvis sådana som är förenade med de glaciala förkastningarna i norra Sverige, se exempelvis /Lagerbäck 1979/.

/Lund et al. 2009/ undersökte hur spänningar, som inducerats med hjälp av en realistisk modell av Weichselinlandsisen, uppstår i tid och rum och hur dessa spänningar interagerar med och påverkar det regionala spänningstillståndet i Skandinavien. /Lund et al. 2009/ använde den tredimensionella inlandsis som simulerades för Weichselperioden i /SKB 2006c/ och som utgör inlandsisutvecklingen i SR-Sites referensutveckling, och kombinerade denna med både enkla modeller av jorden i horisontella skikt och mer komplicerade tredimensionella representationer av jorden. De resulterande förskjutningsfälten jämfördes med tillgängliga GPS-data. För att undersöka interaktionen mellan de glaciala spänningarna och bakgrundsspänningsfältet konstruerade författarna modeller av

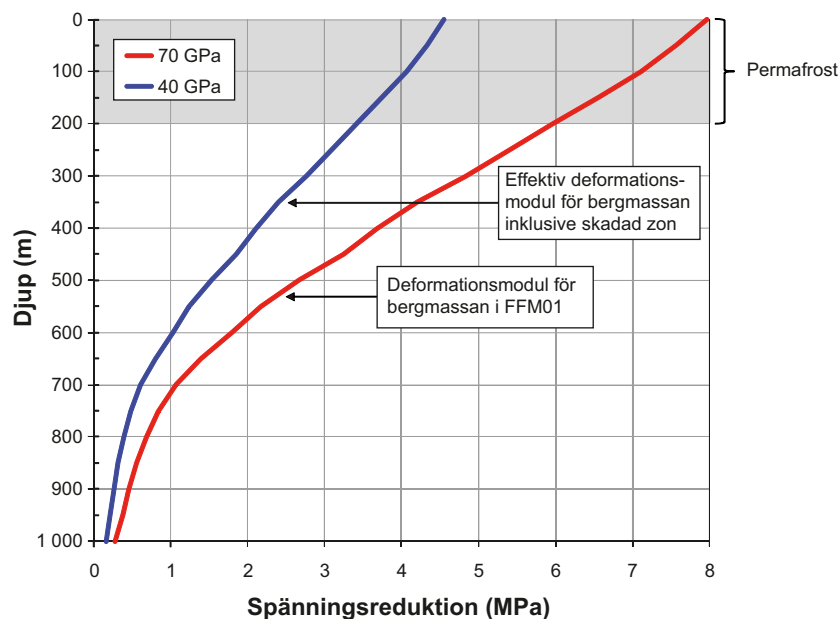


Figur 10-110. Storleksordningar för totala huvudspänningar (σ_H , σ_h , σ_v) på förvarsdjup under den glaciala fasen vid Forsmark. Notera att tidpunkten=0 i figuren är den tidpunkt när de glaciala mekaniska effekterna börjar, dvs om cirka 50 000 år enligt referensglaciationscykeln. Riktningen för den största horisontella spänningen i förhållande till nordlig riktning visas också. De glacialt inducerade spänningarna på 500 m djup är från /Lund et al. 2009/. I det här diagrammet är kompressionen negativ. Från /Hökmark et al. 2010, figur 7-14/.

bakgrundsfältet och visade hur de kombinerade spänningsfälten uppstår. /Lund et al. 2009/ använde det kombinerade spänningsfältet som utgångspunkt för att uppskatta hur förkastningarnas stabilitet påverkades av glaciationen och ägnade särskild uppmärksamhet åt de tilltänkta förvarsplatserna i Forsmark och Laxemar samt som en jämförelse Pärviéförkastningen i norra Sverige, den största av de kända glacialt reaktiverade förkastningarna.

/Hökmark et al. 2010/ utgick från resultaten från /Lund et al. 2009/ för att uppskatta spänningsändringarna i både fjärrområdet och närområdet. Figur 10-110 visar den tidsmässiga utvecklingen av de totala huvudspänningarna på förvarsdjup (460 m) under den glaciala fasen i Forsmark. I likhet med det skede under den tempererade perioden där värme tillförs från förvaret kommer de temperaturförändringar som införs under permafrostförhållanden att ändra spänningarna i bergmassan. I motsats till under den tempererade perioden kommer temperaturminskningen under permafrostförhållanden att påverka mycket större volymer av bergmassan. Detta betyder att de termomekaniska egenskaperna i stor skala måste beaktas genom att ta hänsyn till omgivande berg med lägre styvhet och förekomsten av deformationszoner, vilket kommer att minska bergmassans deformationsmodul. Med utgångspunkt från de skattningar av bergmassans deformationsmodul (40-50 GPa), som föreslås gälla för storskaliga modeller för berggrunden runt Forsmark, skalanpassades resultaten till en effektiv deformationsmodul på 40 GPa. Figur 10-111 visar den resulterande minskningen i horisontell spänning som en funktion av djupet. Dessutom gjorde /Hökmark et al. 2010/ två alternativa antaganden med avseende på det glacialt inducerade portrycket på olika djup.

1. Det antas följa det hydrostatiska trycket i gränssnittet mellan is och underlag, dvs 98 procent av ökningen i vertikal spänning beror på glaciären, vid alla tidpunkter och på alla djup. När isfronten passerar över förvaret, eller i kombination med proglacial permafrost när isen rycker fram, kan dock detta angreppssätt underskatta det högre portrycket på större djup.
2. Skattningar av det kvarvarande porövertrycket som funktion av djupet allt eftersom isfronten passerar över förvaret görs tvådimensionellt med hjälp av en förenklad inlandsisprofil /Paterson 1994/ med den reträtthastighet för isfronten som föreslagits för Forsmark /SKB 2006a/ och med djupberoende hydrauliska egenskaper hos bergmassan /Follin et al. 2007b, Vidstrand et al. 2010/. Skattningen av det övertryck som skulle kunna förekomma under ett proglacialt ogenomsläppligt permafrostlager är baserad på maximalt ogynnsamma antaganden om permafrostens smälthastighet, dvs på ett fall som maximerar det potentiella hydrauliska lyftdjupet under den framryckande isfronten /Lönnqvist och Hökmark 2010/. För den senare portrycksskattningen tas hänsyn till tryckets säsongsvariationer.



Figur 10-111. Minskad horisontell spänning (dvs minskad kompression) under permafrostförhållanden. Den röda linjen visar det beräkningsresultat som är baserat på en styvhet hos bergmassan i lokal skala på 70 GPa. Denna spänningsminskning har modifierats för användning i efterföljande analyser så att den motsvarar bergmassans styvhet för relevanta elastiska egenskaper i stor skala, dvs en styvhet på 40 GPa. Den modifierade spänningsminskningen visas med den blå linjen. Från /Hökmark et al. 2010, figur 7-6/.

Reaktivering av sprickor under glaciationscykeln – hydraulisk påverkan i fjärrområdet

Med utgångspunkt från den modelleringsmetod som presenterades i avsnitt 10.3.5 fastställde /Hökmark et al. 2010/ effekterna på transmissivitet för fem olika tidpunkter: det första glaciala maximumet (12 000 år efter den första mekaniska påverkan till följd av isen), isfronten passerar över förvaret i samband med att inlandsisen drar sig tillbaka första gången (efter 15 000 år), spänningsminskningar på grund av uppkomst av det upphöjda området framför iskanten – forebulge – (efter 39 000 år), andra glaciala maximumet (efter 54 500 år) och isfronten passerar över förvaret i samband med att inlandsisen drar sig tillbaka för andra gången (58 000 år efter den första mekaniska påverkan).

Resultaten är känsliga för antaganden om portryckens storleksordning. Två fall som avser det glaciala inducerade portrycket och som beskrivits i ovanstående text beaktas. Förutom variationerna i portryck beaktas även inverkan från den potentiella minskningen av de horisontella spänningskomponenterna, en minskning som uppstår genom termomekanisk påverkan till följd av permafrost. Följande resultat erhålls:

- För sprickor och sprickzoner som är vinkelräta mot den största horisontella huvudspänningen *in situ* förekommer endast försumbara variationer i relativ transmissivitet på ett djup som är större än omkring 200 m, oavsett antagandet om portryck eller potentiella minskningar av de horisontella spänningskomponenterna under permafrost.
- För sprickor och sprickzoner som är vinkelräta mot dagens minsta horisontella huvudspänning *in situ* ökar den relativa transmissiviteten under det första glaciala maximumet (efter 12 000 år) och under uppkomsten av det upphöjda området framför iskanten – forebulge – (efter 39 000 år), medan den minskar när isfronten passerar (efter 15 000 och 58 000 år) och under det andra glaciala maximumet (efter 54 500 år). Detta gäller för båda antagandena avseende portrycket. Den maximala ökningen av den relativa transmissiviteten sker under uppkomsten av det upphöjda området – forebulge – (efter 39 000 år). Utan att ta hänsyn till en ökning av portrycket till följd av permafrost, ökar den relativa transmissiviteten med en faktor omkring två (modell A enligt figur 10-20) vid grunda djup och med mindre än 30 procent på förvarsdjupet och därunder, se figur 10-112 (till vänster). I kombination med proglacial permafrost (efter 39 000 år) leder ökningen av portrycket till en ökning av den relativa transmissiviteten med en faktor som varierar mellan två och tre (modell A) på förvarsnivå och däröver. För modell B (se figur 10-20) ökade den relativa transmissiviteten som mest med en faktor 1,6. Den ytterligare minskningen av de horisontella effektivspänningarna under permafrostförhållanden leder till en väsentlig ökning av den relativa transmissiviteten på grunda djup (med en faktor omkring sju), medan ökningen på förvarsnivå är en faktor omkring 2,5 (modell A), se /Hökmark et al. 2010, figur 7-10/. Motsvarande intervall för modell B är 1,5–2,5.
- Den vertikala effektivspänningen påverkas inte eller ökar marginellt vid alla tidpunkter och vid alla djup när kvarvarande eller permafrostinducerade portryck inte beaktas, vilket leder till enbart försumbara variationer av den relativa transmissiviteten i horisontella sprickor, se figur 10-113. När isfronten drar sig tillbaka (efter 15 000 och 58 000 år) är den maximala ökningen av den relativa transmissiviteten i intervallet 1,5–2,1 (modell A). För modell B är den maximala ökningen mindre än en faktor 1,4 på alla djup. I kombination med proglacial permafrost (39 000 år) ökar den relativa transmissiviteten maximalt med en faktor 2,3 direkt under permafrosten och minskar med djupet (modell A). För modell B är den maximala ökningen mindre än en faktor 1,5 på alla djup.

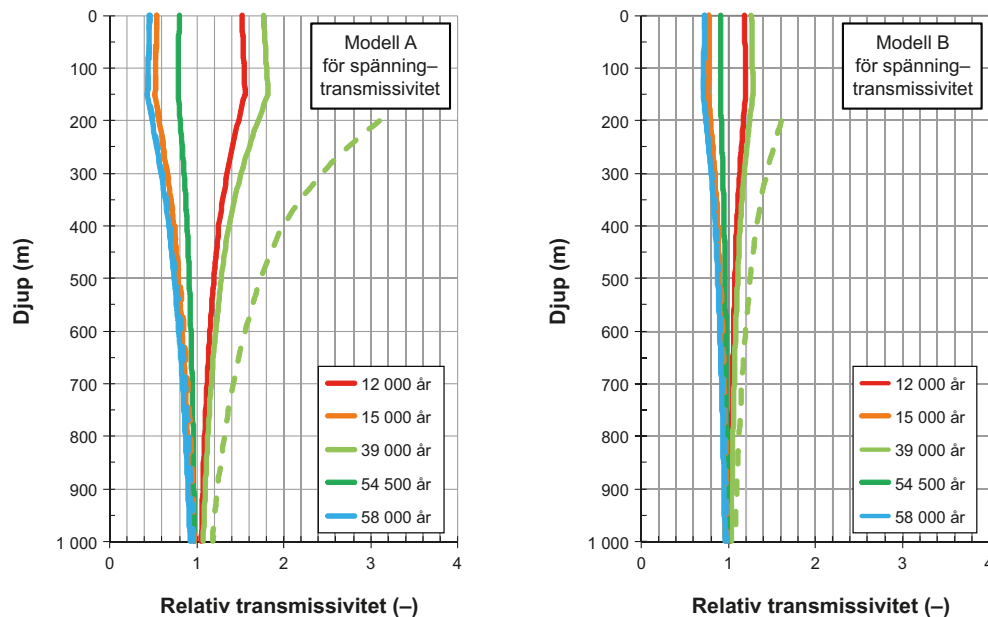
Sammanfattningsvis är de potentiella transmissivitetsökningarna under glaciationscykeln mycket måttliga, särskilt i förhållande till andra osäkerheter i flödesmodellen. Det verkar inte finnas några vägande skäl till att utvärdera deras inverkan på grundvattenflödet under denna period.

I avsnitt 7-5 i /Hökmark et al. 2010/ utvärderades även risken för skjuvning under glaciationscykeln och följande slutsatser drogs:

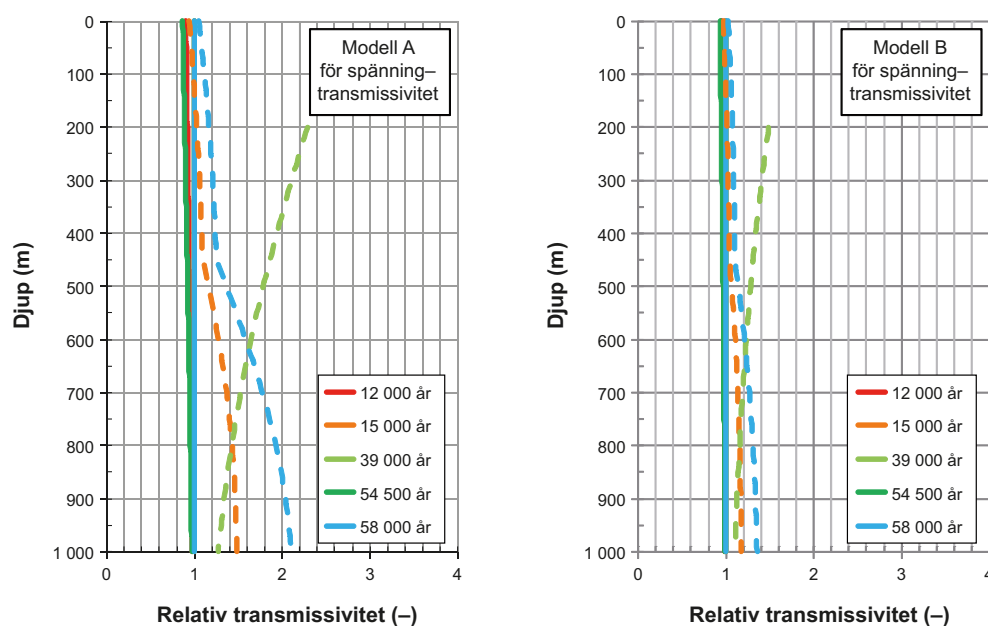
- De största skjuvförskjutningarna uppkommer i samband med att isfronten drar sig tillbaka för andra gången. En spricka med radien 100 m och med den mest gynnsamma riktningen med avseende på förskjutning kan förskjutas som mest omkring 12 mm, om högsta möjliga kvarstående portryck antas (omkring 1 MPa på förvarsdjup). Utan någon kvarvarande portrycksökning är motsvarande största förskjutning omkring 8 mm. Mindre sprickor förskjuts i motsvarande mindre grad. De effektiva normalspänningarna minskar, men är fortfarande omkring 12–14 MPa för de mest instabila sprickorna, dvs de är tillräckligt höga för att undertrycka utvidgning. Det antas därför att de resulterande transmissivitetsändringarna är försumbara.
- För sprickor som lutar mer än 45° är skjuvförskjutningen mindre än 2–3 mm, oavsett riktning. Sprickor vars radier är större än 100 m kommer att förskjutas i motsvarande högre grad. Den effektiva normalspänningen ökar betydligt, vilket betyder att den resulterande transmissiviteten kommer att minska än öka, oavsett hur stor förskjutningen är.

Dessa resultat bör ses som uppskattade övre gränser för spänningsändringarnas påverkan. Alla resultat är baserade på numeriska och analytiska lösningar som utgår från approximerade sprickor med perfekt plana förskjutningsplan. Det betyder att förskjutningens omfattning är proportionell mot sprickstorleken för givna spänningsförhållanden. I själva verket kan förskjutningar längs större sprickor antagligen styras av bland annat variationer i sprickriktning och storskaliga oregelbundenheter. Det finns dock inget beräkningsmässigt hållbart sätt att ta hänsyn till dessa effekter och det kan inte uteslutas att vissa sprickor är näst intill perfekt plana.

Sammanfattningsvis kan slutsatsen dras att även om det finns en viss mekanisk påverkan på spricktransmissiviteten under glaciationscykeln är denna påverkan för liten för att kräva ytterligare analys i SR-Site.



Figur 10-112. Relativ transmissivitet för vertikala sprickor som är vinkelräta mot dagens minsta horisontella huvudspänning σ_n . Effekter till följd av kvarstående portryck är markerade med streckade linjer. Från /Hökmark et al. 2010, figur 7-9/.



Figur 10-113. Relativ transmissivitet för horisontella sprickor. Effekter till följd av kvarstående portryck är markerade med streckade linjer. Från /Hökmark et al. 2010, figur 7-11/.

Reaktivering av sprickor – potentiell hydraulisk påverkan i närområdet

Den påverkan på transmissiviteten som behandlas i det tidigare avsnittet gäller även för närområdet. I syfte att komplettera dessa analyser för närområdets skala genomförde dock /Hökmark et al. 2010/ en 3DEC-analys av närområdets bergmekanik, se avsnitt 10.3.5. Syftet var att undersöka hur islasten påverkar transmissiviteten till följd av variationer i effektiv normalspänning, se även figur 10-114.

- De största minskningarna i effektiv normalspänning sker under de två glaciala maximumen (12 000 och 54 500 år).
- Brant stupande sprickor som är vinkelräta mot deponeringstunneln, och approximativt mot σ_H , har tillräckligt hög kompression för att de resulterande variationerna i relativ transmissivitet endast ska bli marginella.
- För andra brant stupande sprickor kan ändringarna i transmissiviteten vara så höga som 20 gånger, men dessa bör vara koncentrerade till ett begränsat område kring tunneln. Sprickans storlek har ingen betydelse. Notera att förhållandet mellan spänning och transmissivitet blir mycket osäkert när den effektiva normalspänningen närmar sig noll, dvs när transmissiviteten blir obegränsad. /Hökmark et al. 2010/ gör dock gällande att för sprickor med en kompression på några få MPa är förhållandena mellan spänning och transmissivitet lämpliga som övre skattningsgränser vid bestämning av känsligheten för variationer i effektiv normalspänning.
- Om sprickan befinner sig mindre än 2 m från tunneln och är nästan parallell med tunnelperiferin, så kan den högtransmissiva delen av sprickan vara stor, dvs den kan ha en stor utsträckning längs med tunneln. I det fallet har sprickans storlek betydelse.
- På större avstånd än ungefär 2 m från tunneln sker endast marginella ändringar av den relativa transmissiviteten.

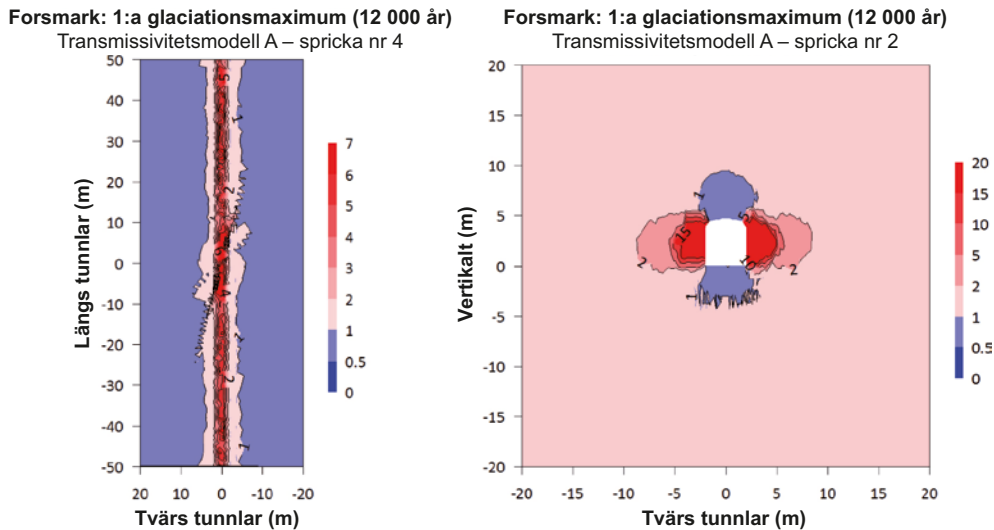
De slutsatser som kan dras utifrån analyserna av skjuvförskjutning sammanfaller med slutsatserna för sprickorna i fjärrområdet. Det kan dock finnas områden nära tunnlar där det skulle kunna finnas betydande transmissivitetseffekter, till exempel på grund av skjuvförskjutningar längs sprickor med mycket låg kompression.

- För brant stupande sprickor förekommer skjuvförskjutningar endast i mycket begränsad omfattning nära tunneln, oavsett om transienta portryckeffekter under det glaciala skedet beaktas eller inte. Dessa mycket små förskjutningar bedöms inte ha någon betydelse för den övergripande transmissiviteten hos de sprickor som skär tunnlar.
- Flacka sprickor har större benägenhet för skjuvning, men skjuvningens inverkan beror på de antaganden som görs om portrycken. Skjuvningens omfattning kommer att bero på sprickans storlek och dess strykriktning. För den spricka med 50 m radie som analyserades av /Hökmark et al. 2010/ var den maximala skjuvförskjutningen omkring 8–9 mm.

Sammanfattningsvis drog /Hökmark et al. 2010/ slutsatsen att om hänsyn tas till den påverkan på transmissiviteten som uppstår från både variationer av effektiv normalspänning och skjuvning ger de resultat som erhöles i SR-Can /Hökmark et al. 2006, figur 5-8/ en adekvat beskrivning av transmissivitetöknningen för sprickor i olika riktningar som skär närområdet. /Hökmark et al. 2006/ uppskattade att transmissiviteten skulle kunna öka med två storleksordningar i ett område beläget omkring 1–2 m från tunnelperiferin.

Sprickbildning – risk för hydraulisk lyftning

Hydraulisk lyftning är ett fenomen som teoretiskt sker när portrycket i en spricka överskrider både den normalspänning som verkar på sprickan och sprickans draghållfasthet. Detta är samma mekanism som vid hydraulisk spräckning, vilket är en standardrutin inom petroleumindustrin och som utförs i oljebrunnar i syfte att förbättra utbytet av olja eller gas från bergreservoarer och vid mätning av bergspänning. Hydraulisk lyftning skulle kunna uppstå under en glacial period, då det måste antas att höga portryck byggs upp i berget under permafrosten framför en framryckande inlandsis eller under inlandsisen. När inlandsisen drar sig tillbaka i slutet av det glaciala skedet kan portrycken fortfarande vara höga under en lång tid efter att isen har försvunnit. När lyftning uppstår skiljer sig sprickytorna från varandra och sprickaperturen kan bli mycket stor. Det förväntas att lyftning kan pågå så länge som de förhållanden som styr dragförhållandena i sprickan råder. Den maximala aperturen som är resultatet av processen begränsas av deformationspotentialen hos den bergmassa som omger de utvidgande sprickorna, utom för horisontella eller subhorisontella sprickor nära markytan där det överliggande berget eventuellt kan lyftas.



Figur 10-114. Ändring i relativ transmissivitet vid det första glaciala maximumet (efter 12 000 år) i en spricka (till vänster) som är parallell med tunnelsulan och (till höger) en vertikal spricka som skär tunneln med en liten vinkel projicerad på det vertikala planet vinkelrätt mot deponeringstunneln. Omarbetning av figurerna 8-16 och 8-12 i /Hökmark et al. 2010/.

I dagsläget anses de horisontella spänningskomponenterna till följd av isen vara i samma storleksordning eller högre än motsvarande vertikala spänningskomponenter och att de existerar utanför isen /Lund et al. 2009/. I ett omvänt spänningsfält ($\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$), som är fallet i Forsmark /Glamheden et al. 2007/, innebär detta att hydraulisk lyftning huvudsakligen har betydelse för subhorisontella sprickor.

Möjliga tecken på förekomst av hydraulisk lyftning i form av sedimentfyllda sprickor har observerats i Forsmark, ned till några tiotal meters djup. Teoretiskt kan emellertid hydraulisk lyftning även uppstå på väsentligt större djup /Talbot 1999, Hökmark et al. 2006/. Därför har risken för att hydraulisk lyftning ska uppstå under en glaciationscykel undersökts i en särskild studie /Lönnqvist och Hökmark 2010/. Den visar följande:

- I frånvaro av proglacial permafrost är det osannolikt att hydraulisk lyftning uppstår framför en framryckande inlandsis på djup som är större än omkring 30 m om berget kan behandlas som ett kontinuerligt och relativt homogent poröst medium. Möjligheten att några få högtransmissiva sprickor i för övrigt lågtransmissivt berg kan överföra höga tryck långa sträckor under isen fram till isfronten och därigenom orsaka hydraulisk lyftning kan också uteslutas. Analytiska skattningar tyder på att en spricka måste vara minst 7,6 km lång i för övrigt lågtransmissivt berg för att orsaka hydraulisk lyftning på 400 m djup. Det finns ingenting som tyder på att sådana sprickor förekommer i Forsmark.
- I händelse av proglacial permafrost framför framryckande is kan hydraulisk lyftning under permafrosten endast inträffa för mycket högre smälthastigheter för permafrosten än de som fastställts för referensglaciationscykeln. Notera att portrycket under permafrosten helt bestäms av trycket vid smältzonen, bergets diffusivitet och tidsskedet för isfrontens framryckning, vilket tyder på att den initiala permafrostjockleken inte kommer att påverka det maximala djupet för hydraulisk lyftning. De fall med maximalt ogynnsamma förhållanden som undersöktes hade ett initialt permafrostdjup på 200 m med smälthastigheter på mellan 0,5 och 1 m/år och under dessa förhållanden var de maximala djupen för hydraulisk lyftning omkring 330–350 m. När säsongsvariationerna i randvillkoret för hydrostatiskt tryck beaktades reducerades emellertid detta djup till omkring 175–210 m. Referenssmälthastigheten ledde till ökade portrycksnivåer som motsvarade lyftningsdjup som är mindre än 10 m. Eventuell förekomst av öppna talikar nära förvaret skulle minska det maximala djupet för hydraulisk lyftning ytterligare.
- För en tillbakadragande inlandsis är de centrala faktorerna isfrontens reträtthastighet och bergets hydrauliska diffusivitet. Det maximala djupet för hydraulisk lyftning fastställdes för två antaganden avseende isfrontens reträtthastighet. En mycket snabbare reträtthastighet (500 m/år) som föreslogs av /Talbot 1999/ och en reträtthastighet på 300 m/år som ansågs vara mer relevant för Forsmark /SKB 2006a/. Till och med den snabbaste reträtthastigheten resulterar i ett maximalt djup för hydraulisk lyftning som är mindre än 100 m. För den reträtthastighet som är relevant för Forsmark (300 m/år) är det maximala djupet för hydraulisk lyftning omkring 50 m.

Sammanfattningsvis görs bedömningen att hydraulisk lyftning till följd av glaciationscykelns inverkan på djup som är större än 200 m är mycket osannolik. På grundare djup kan det inträffa och de befintliga högtransmissiva subhorisontella sprickorna nära markytan i Forsmark kan vara tecken på att detta har förekommit tidigare. Givet den redan mycket höga ytnära horisontella permeabiliteten, som eventuellt inducerats genom hydraulisk lyftning, har denna effekt emellertid redan täckts in i de hydrogeologiska modeller som använts.

Sprickbildning i berget till följd av islast

/Hökmark et al. 2010/ utvärderade också risken för spjälkning i deponeringstunnlarnas väggar till följd av islast. Spänningarna i tunneltaketets centrum kommer inte att överstiga spjälkningshållfastheten under det tempererade skedet. Under det andra glaciala maximumet (54 500 år) når den största huvudspänningen i tunneltaketets centrum ett maximum på omkring 95 MPa, dvs väl under spjälkningströskeln, men spjälkningshållfastheten kan eventuellt överskridas i hörnen. Det kan vara möjligt att undvika detta genom att runda av hörnen, men denna åtgärd måste ses som en mekanism som riskerar att öka bergets permeabilitet nära taket.

Risk för krypdeformation

Som ytterligare behandlades i avsnitt 4.5 i **Processrapporten för geosfären** och som stöds av den senare studien av /Damjanac och Fairhurst 2010/, kan krypdeformation av bergmassan uteslutas för de mekaniska belastningar som kan inträffa under permafrost eller glaciation. Processen utesluts av samma skäl som för de tempererade perioderna, se avsnitt 10.3.5.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Ovanstående beskrivning används för att dra en rad slutsatser om osäkerheterna för de mekaniska ändringar i berggrunden som beräknas inträffa under den återstående delen av referensglaciationscykeln och om deras hantering i de efterföljande analyserna i SR-Site.

- *Transmissivitetsökningarna till följd av reaktivering av sprickor* under den period under glaciationscykeln då jordskorpan böjs upp framför isen (forebulge) är relativt måttliga, särskilt i förhållande till andra osäkerheter. Det bedöms inte vara motiverat att utvärdera deras inverkan på grundvattenflödet under denna period, förutom när det gäller den transmissivitetsökning som skulle inträffa för sprickor som är i närheten av eller är parallella med tunnelsulan. Detta fall har dock redan täckts in genom de antaganden som gjorts för den skadade zonen, se vidare **Datarapporten**.
- *Hydraulisk lyftning* på djup som är större än 200 m, till följd av glaciationscykelns inverkan, bedöms som ytterst osannolik. På grundare djup kan det inträffa och de högtransmissiva flacka sprickorna som finns nära markytan i Forsmark kan vara tecken på att detta har förekommit tidigare. Givet den redan mycket höga ytnära horisontella permeabiliteten, som eventuellt inducerats genom hydraulisk lyftning, har denna effekt redan täckts in i de hydrogeologiska modeller som använts och fenomenet analyseras inte vidare.
- *Sprickbildning i berget till följd av islast*. Under det andra glaciala maximumet (54 500 år efter den första mekaniska påverkan från isen) kan spjälkningshållfastheten överskridas i tunneltaketets hörn. Det kan vara möjligt att undvika detta genom att runda av hörnen, men denna åtgärd måste ses som en mekanism som riskerar att öka bergets permeabilitet nära taket. Ökningen i permeabilitet skulle dock vara mycket mindre än i fallet med det vattenförande utrymmet närmast tunneltaket (crown space) som beaktades vid den hydrogeologiska analysen, se avsnitt 10.4.6. Det behövs därför inget särskilt beräkningsfall för att fastställa betydelsen av denna effekt.
- Det finns inga belägg i litteraturen för att det finns risk för *krypdeformation* som skulle kunna ha någon betydande effekt på deponeringshålets geometri, vilket gör att detta fenomen kan uteslutas från säkerhetsanalysen.

10.4.5 Kapselbrott till följd av bergets skjuvrörelser

Inledning

En av de tre identifierade brottyperna för kapseln är den som beror på en skjuvrörelse hos berget tvärs ett deponeringshål. Säkerhetsfunktionen Can3 i figur 10-2 avser kapselns förmåga att motstå en sådan belastning. Bufferten är utformad så att den dämpar bergskjuvning. Säkerhetsfunktionskravet på bufferten (Buff3) innebär i detta sammanhang att dess mättade densitet ska ligga under 2 050 kg/m³.

En samlad utvärdering av buffertens och kapseln reaktion på bergskjuvning har lett fram till kriteriet att skjuvrörelsen inte ska vara större än 5 cm (säkerhetsfunktion R3b) och att skjuvhastigheten ska vara lägre än 1 m/s (säkerhetsfunktion R3c).

Följaktligen kan jordskalvsinducerade, snabba skjuvrörelser längs med sprickor som skär en kapsel eventuellt påverka inneslutningen av de använda bränsleelementen om förskjutningen blir större än 5 cm. Skjuvhastigheter som överskrider 1 m/s har inte observerats vid någon av de simuleringar som utförts för att kvantifiera seismiskt inducerade skjuvförskjutningar i sprickor på olika avstånd från jordskalv med olika magnituder /Munier och Hökmark 2004, Fälth och Hökmark 2006b, Fälth et al. 2010/. Frågan om huruvida inneslutningen av det använda kärnbränslet även kan påverkas av mycket snabba skjuvförskjutningar som är mindre än 5 cm är därför inte relevant.

Andra belastningar än de seismiska, till exempel termiskt inducerade belastningar under den tidiga tempererade perioden, kommer inte att generera större skjuvförskjutningar än 5 cm i sprickor, inte ens i sprickor med en diameter på 300 m och som är optimalt orienterade, se avsnitt 10.4.4 och /Hökmark et al. 2010/. Inverkan på buffert-kapselsystemet från sådana obetydliga skjuvförskjutningar, som uppkommit genom tidskontinuerliga variationer av bergets spänningar, bedöms vara irrelevanta för analysen av den seismiska risken, dvs kapseln står emot en seismiskt inducerad skjuvförskjutning på 5 cm, oavsett om smärre icke jordskalvsrelaterade förskjutningar inträffat tidigare.

Nedan används av försiktighetsskäl tröskelvärdet för skada på 5 cm genomgående vid samtliga analyser av hur många kapslar som skadas till följd av seismiskt inducerade skjuvförskjutningar, oberoende av geometrin för hur sprickan skär kapseln och den faktiska skjuvhastigheten. För närvarande har sannolikheten inte uppskattats för att en förskjutning på exempelvis 6, 7 eller 10 cm med slumpartad skärningsgeometri faktiskt skulle påverka kapseln tillräckligt mycket för att den ska betraktas som otät. Alla uppskattningar av antalet kapselbrott är således pessimistiska med avseende på det tröskelvärde för skada som används.

Sverige ligger i den fennoskandiska skölden /Koistinen et al. 2004/, långt från tektoniska plattgränser och vulkanisk aktivitet. Även om berget vittnar om ett våldsamt tektoniskt förflutet, med flera fall av orogenes och misslyckade riftdalar, är berggrunden nu seismiskt stabil. Glacialt inducerade förkastningar /Kujansuu 1964, Lundquist och Lagerbäck 1976, Olesen et al. 2000/, som allmänt benämns ”postglaciala förkastningar” och traditionellt förkortas ”PGF”, inträffar i nedisade områden som reaktion på förändringar av belastningen från isen, antingen som ett resultat av avsmältning (avlastning av jordskorpan) eller av isens framryckning (belastning av jordskorpan). Glacialt inducerad förkastningsbildning har rapporterats från nordvästra Europa (Norge, Sverige, Finland, Ryssland, Eire och Skottland) samt Nordamerika (östra Kanada, New England och möjligen Kalifornien och Montana). Fram till i dag har alla exempel på glacialt inducerade förkastningar registrerats i områden med låg till måttlig seismisk aktivitet, det vill säga miljöer med passiv kontinentalrand, misslyckade riftdalar eller i områden i det inre av en kontinentplatta eller kraton, som till exempel Sverige.

De postglaciala förkastningarna i norra Sverige är slående exempel på glacialt inducerad förkastningsbildning. Även om det har hävdats att det förekommer sådana förkastningar i mellersta till södra Sverige /Mörner 1989, 2003, 2004/ har det ifrågasatts om flera av dem verkligen är sådana /SKB 1990, Carlsten och Stråhle 2000, Wänstedt 2000, Lagerbäck och Sundh 2008/. Inom ramarna för platsundersökningen undersökte /Lagerbäck et al. 2005, 2006/ stora områden i närheten av de tilltänkta förvarplatserna i Forsmark och Laxemar, och kom fram till att stora, glacialt inducerade jordskalv inte med säkerhet kan påvisas. Likväl betonar /Lagerbäck och Sundh 2008/ att deras resultat inte utesluter möjligheten att mindre jordskalv har inträffat, inte heller utesluter de möjligheten för att stora jordskalv i framtiden kan inträffa i de undersökta områdena.

Möjligheten att försvagning och/eller reaktivering av förkastningar inträffar på de tilltänkta förvarplatserna som ett resultat av framtida glaciationer har med hjälp av simulering av framryckande och tillbakadragande inlandsisar behandlats i en serie rapporter till SKB /Lund 2005, 2006, Lund et al. 2009/. Inverkan på ett förvar om ett stort jordskalv skulle inträffa i närheten har undersökts i en serie rapporter och publikationer av Fälth och Hökmark /Fälth och Hökmark 2006b, Fälth et al. 2007, 2008/.

Det är välkänt att undermarksanläggningar kan stå emot jordskalv, se exempelvis /Bäckblom och Munier 2002, med ingående referenser/ och att skadliga effekter av ett stort jordskalv nära förvaret kan undvikas eller i hög grad minskas genom anpassad utformning där respektavstånd används /Munier och Hökmark 2004, Munier et al. 2008/, såväl som kriterier för att sovra deponeringshål /Munier 2006, Munier 2007, Hedin 2008b/.

Med hjälp av resultaten från /Lund et al. 2009/, beräknade /Fälth et al. 2010/ stabilitetsmarginaler för deformationszoner vid förvaringsplatsen i Forsmark för att identifiera de zoner som med störst sannolikhet reaktiveras under olika perioder av inlandsisens utveckling. Detta användes, i kombination med kriterier för att sovra deponeringshål /Munier 2010/, för att analysera antalet kritiska deponeringspositioner och därigenom bidraget till strålningsrisken vid Forsmark. Detta utvecklas ytterligare nedan.

Sannolikheten för framtida stora jordskalv

Alla tektoniska plattor har inre spänningsfält som orsakas av interaktioner med närliggande kontinentalplattor samt belastning och avlastning (exempelvis från sediment och inlandsisar). Dessa spänningar kan vara tillräckliga för att orsaka brott längs med befintliga förkastningsplan som ger upphov till jordskalv. Stora jordskalv inom kontinentalplattor är sällsynta jämfört med jordskalv vid plattgränserna. Med tanke på den mycket långa tidsramen för denna säkerhetsanalys, hundratusen till en miljon år, förutses emellertid stora jordskalv ske i Sverige. Svårigheten ligger i att uppskatta var dessa jordskalv kommer att inträffa, hur stora de kommer att bli och hur många som kommer att inträffa under det tidsskede som SR-Site avser.

Förekomsten av en kontinental inlandsis, som under Weichselperioden, tenderar att främja förkastningsstabiliteten /Johnston 1987, Lund et al. 2009/, medan inlandsisens reträtt följs av en snabb landhöjning som troligen åtföljs av en plötslig ökning av både frekvensen av och magnituden hos jordskalv. De glacialt inducerade spänningsnivåerna är inte tillräckligt stora /Lund et al. 2009/ för att på egen hand leda till brott. Men under vissa perioder av glaciationscykeln är de tillräckligt stora för att med hjälp av portrycksstörningar orsaka reaktivering av befintliga förkastningar som ligger nära brottgränsen under det preglaciala bakgrundsspänningsfältet. I figur 10-115 visas historiska och under senare tid inträffade jordskalv i Sverige från katalogerna FENCAT /FENCAT 2007/ respektive SNSN /Böövarsson 2002, Böövarsson et al. 2006, Böövarsson 2009/.

Sambandet mellan magnituden och det totala antalet jordskalv i varje givet område och under varje given tidsperiod ges av Gutenberg-Richters lag. Att förutsäga framtida jordskalv handlar alltså i huvudsak om förmågan att på ett adekvat sätt fastställa parametrarna a och b i Gutenberg-Richters lag:

$$\log N = a - bM_L$$

där N är antalet jordskalv med magnituder som är större än M_L .

Det har gjorts några få försök att uppskatta jordskalvsfrekvensen för de tidsperioder som är relevanta för SR-Site. Vad vi vet är dessa begränsade till dem som listas i tabell 10-14.

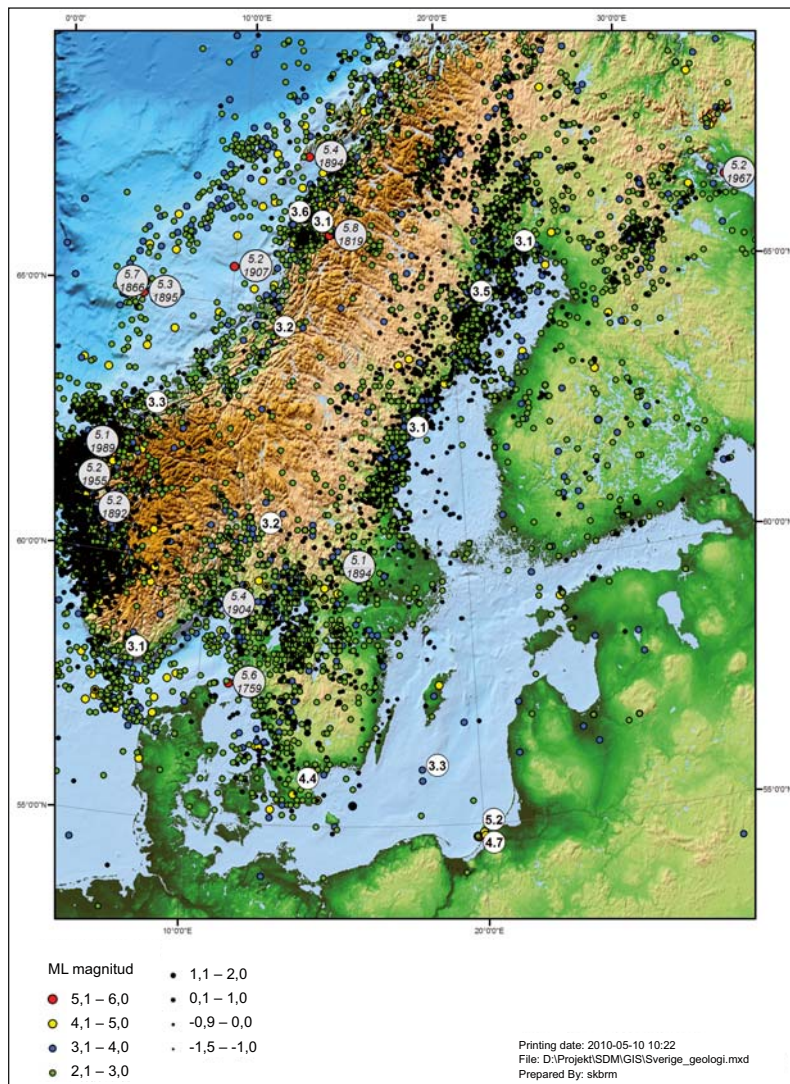
För att kunna använda de frekvenser som visas i tabell 10-14 för jämförande ändamål normaliserades de. Detta gjordes genom att medelvärdet beräknades av de frekvenser som ursprungligen förutsagts

Tabell 10-14. Uppskattad^{18,19} årlig frekvens av jordskalv $\geq M5$ inom en radie av 5 km. Dessa frekvenser är fördelade (f) längs de 30 deformationszoner som är känsliga för reaktivering (se tabell 10-15 och /Fälth et al. 2010/) utav de 36 deformationszoner som skär området (se figur 10-128).

Källa	Jordskalvsfrekvens ($M \geq 5$ per år)	
	Område med 5 km radie	f
/Böövarsson et al. 2006/	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$7,8 \cdot 10^{-8}$
/La Pointe et al. 2000, 2002/	$8,7 \cdot 10^{-7}$	$2,9 \cdot 10^{-8}$
/Hora och Jensen 2005/	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-8}$
/Fenton et al. 2006/	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$6,8 \cdot 10^{-8}$

¹⁸ De uppskattningar av frekvens som gjorts av /Hora och Jensen 2005/ i tabell 10-14 avser jordskalv med magnituden $M6$ eller större. Källorna i denna rapport kunde inte enkelt skalangepassas till $\geq M5$, men eftersom lutningen för det logaritmiska sambandet enligt Gutenberg-Richter är nära 1 /Scholz 2002/ ökades frekvensen i tabell 10-14 med en faktor 10 för att få med jordskalv med magnituden $M5$ eller större som en approximation.

¹⁹ I /Fenton et al. 2006/ ges frekvensuppskattningar för $\geq M4,9$ och SKB valde att använda de ursprungliga värdena i stället för att skalangepassa till $M5$. Detta ger en liten överskattning av frekvensen.



Figur 10-115. Jordskalv uppmätta av SNSN under perioden 2002–2009 /Böddvarsson 2009/ i kombination med Helsingforskatalogen /FENCAT 2007/.

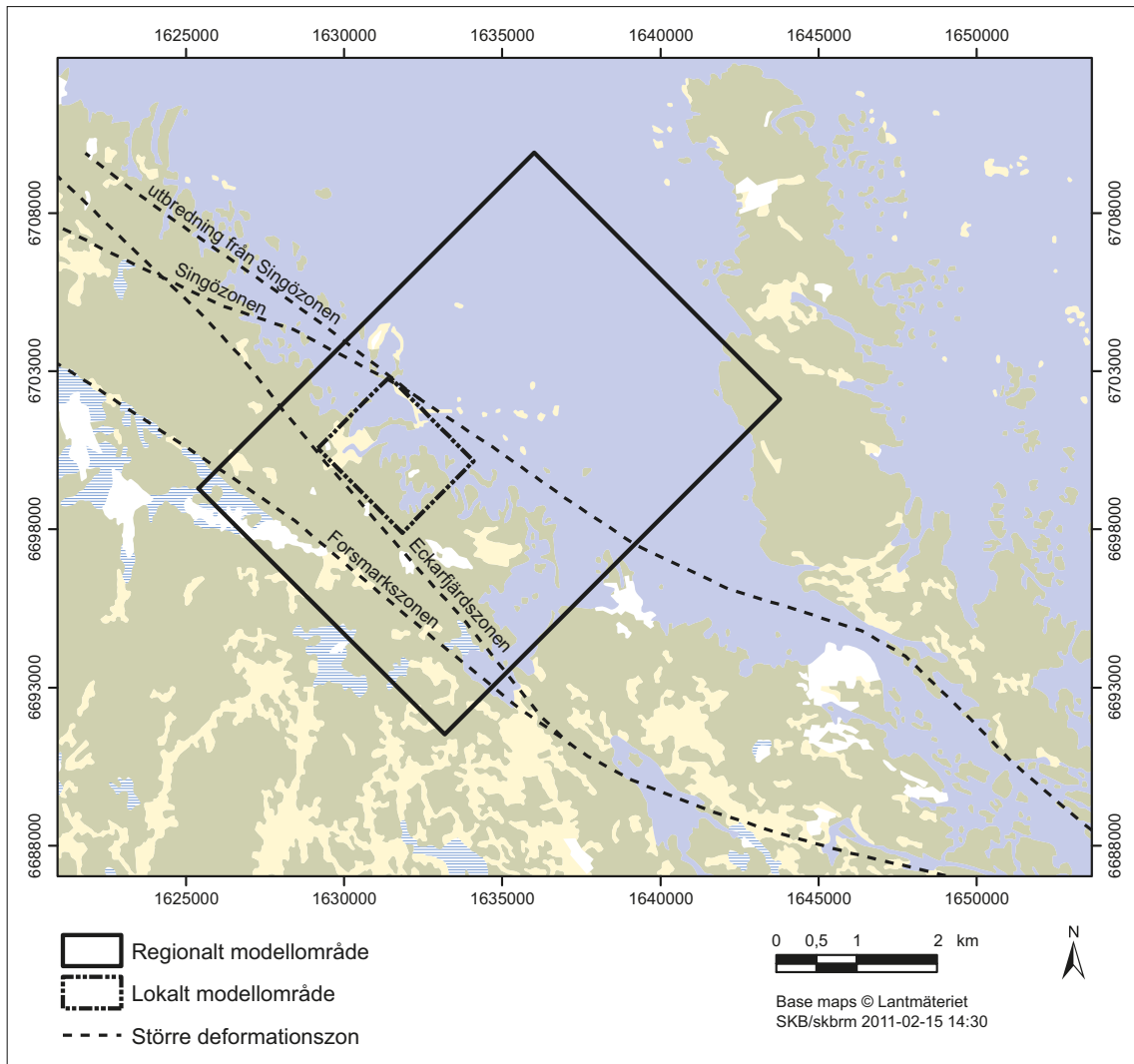
genom varje uppskattning över det område som täcks av respektive analys. Därefter ändrades detta skalenligt till ett område som motsvarar en cirkel med en radie av 5 km. Det bör framhållas att uppskattningar av förväntade jordskalv vid Forsmark, som utgår från frekvenserna i tabell 10-14, är förknippade med vissa ännu olösta problem avseende osäkerheter och grundläggande antaganden.

A. /Lagerbäck och Sundh 2008/ noterar att erosionsinverkan från Weichselglacialen var relativt begränsad och att den inte kunde ha utplånat rester av postglaciala förkastningar som orsakats av tidigare glaciationer. Författarna framlägger hypotesen att glaciationer före Weichsel inte orsakade förkastningar liknande dem under Weichsel, och föreslår att Weichselinlandsisen kan ha varit abnorm när det gäller permafrostrelaterade hydrauliska övertryck. I brist på ytterligare kunskap antas det likväl försiktigt att kommande glaciationer kommer att ha samma inverkan som Weichselglacialen när det gäller förkastningarnas stabilitet.

B. Anledningen till att alla otvetydigt identifierade postglaciala förkastningar endast ligger i Lapplandsområdet är oklar. Med ett försiktigt förhållningssätt antas att de uppskattade frekvenserna för stora jordskalv kan tillämpas på Forsmark. Om frigörelse av töjningsenergi vid Forsmark verkligen kommer att domineras av förskjutningar som är relaterade till jordskalv eller ej är emellertid en öppen fråga. Bristen på markörer för stora jordskalv vid Forsmark tas som ett tecken på att förkastningar som följde på Weichselinlandsisens reträtt antingen försköts aseismiskt, i liten omfattning eller inte alls. Eftersom förskjutning utan samband med jordskalv inte förutses utgöra något hot mot förvarets integritet är antagandet pessimistiskt.

- C. Den plats som föreslås för förvaret ligger i en tektonisk lins som begränsas av regionala deformationszoner, se figur 10-116, med ytspårlängder som är längre än 30 km för Singözonen (ZFMWNW0001) respektive Eckarfjärdszonen (ZFMNW0003) och som är längre än 70 km för Forsmarkszonen (ZFMWNW0004), se tabell 10-15. Det bedöms vara sannolikt att dessa zoner har större potential att dra till sig framtida töjningar än de mycket mindre zonerna inom linsen, vilket har varit fallet under den senaste perioden på 1,8–1,7 Ga /Stephens et al. 2007/. I synnerhet är dessa de enda zonerna nära förvaret som är tillräckligt stora för att kunna hysa stora jordskalv (upp till kanske M7,5). Eftersom det inte finns något sätt att ta reda på vilka av zonerna som faktiskt kommer att reaktiveras i framtiden måste sannolikheten för att de reaktiveras pessimistiskt antas vara lika stor för alla zoner som betraktas som instabila under glaciationscykeln.
- D. Den jordskalvskatalog som utgör basen för alla uppskattningar täcker en kort tidsperiod i förhållande till analysen, bara ungefär 100 år. Den interglaciala seismiska aktiviteten kan vara cyklisk till sin natur och det är i huvudsak inte känt om de registrerade jordskalven kan betraktas som representativa.
- E. Analysen av magnitud och frekvens påverkas i mycket hög grad av de största möjliga jordskalven inom det område som gäller för katalogen. Det har gjorts mycket få försök att hantera denna aspekt, och med Pärvie som det största inträffade jordskalvet ligger de publicerade uppskattningarna av maximala magnituder i intervallet mellan M7 och M8,2 /Muir-Wood et al. 1989, Arvidsson 1996, Johnston 1996/.
- F. Under de 100 år som den seismiska aktiviteten observerats förekommer stora rumsliga variationer. Det är oklart om den rumsliga fördelningen av jordskalv som observerats under det senaste århundradet är ett stationärt fenomen, eller om den kommer att variera med tiden. Den genomsnittliga rumsliga frekvensen i Sverige, som är högre än den registrerade frekvensen vid Forsmark, har som en pessimistisk ansats använts i analysen.
- G. Även om det finns mycket kunskap om den frekvenspuls av jordskalv som följer när inlandsisen drar sig tillbaka /Johnston 1987, Muir-Wood et al. 1989, Muir-Wood 2000, Mörner 2003/ är kunskapen om hur frekvensen avtar med tiden ofullständig /Bungum et al. 2010/. Det grundläggande antagande som görs är att de frekvensuppskattningar som används för säkerhetsanalysen utgör ett *genomsnitt* över glaciationscykeln. Detta antagande kan i viss mån bestyrkas genom en kontroll av hur väl sambanden mellan frekvens och magnitud kan användas för att förutsäga de största jordskalven. Med hjälp av sambanden mellan frekvens och magnitud enligt avsnitt 4.4 i /Böðvarsson et al. 2006/ beräknas ungefär 40 jordskalv \geq M7 och ungefär sex jordskalv \geq M8 inträffa under en glaciationscykel när området normaliseras så att det motsvarar Sveriges yta. Trots de stora osäkerheterna verkar detta antal händelser inom en storleksordning stämma överens med det antal förkastningar som otvetydigt har bestämts som postglaciala förkastningar. Dessutom tyder detta på att även om frekvensuppskattningarna enligt /Böðvarsson et al. 2006/ avsåg korta tidsskeden (\leq 1 000 år) kan de på ett tillförlitligt sätt extrapoleras för längre tidsskeden.

Alla jordskalv ger en permanent töjnings- och spänningsavlastning som stabiliserar den omgivande bergmassan under en avsevärd tid. Den stabiliserande effekten når flera kilometer från jordskalvet /Fälth et al. 2010/ enligt de observerade avstånd mellan förkastningar som noterats i bilaga 3 i /Munier och Hökmark 2004/. När och om ett jordskalv inträffar vid Forsmark kommer spänningsavlastningen att vara tillräckligt effektiv för att omfatta de närmaste deformationszonerna åtminstone under samma period av potentiell instabilitet. Med tanke på geometrin och i synnerhet avstånden mellan deformationszonerna vid Forsmark, se figur 10-117, kommer följaktligen bara en zon att kunna reaktiveras under en sådan period. Det är emellertid osäkert hur länge den stabiliserande effekten varar. Denna osäkerhet avser töjningshastigheten, som bestäms av storskaliga tektoniska processer. Om den tektoniska töjningshastigheten är hög kan bakgrundspänningarna i hög grad återställas mellan glaciationscyklerna. Detta skulle kunna leda till upprepade jordskalv i slutet av glaciationen under de följande glaciala perioderna då inlandsisen drar sig tillbaka. Töjningshastigheten inom plattor uppskattas ligga i området mellan ungefär 10^{-12} per år /Anderson 1986, Muir Wood 1995/ och ungefär $1,5 \cdot 10^{-9}$ år /Slunga 1991, Sandiford et al. 2004, Scherneck et al. 2010/. /Slunga 1991/ hävdar emellertid att det mesta av töjningsenergin frigörs aseismiskt, vilket innebär att bara en bråkdel av den tektoniska töjningen skulle verka för att ackumulera energi och återställa spänningar. Detta innebär att den töjningshastighet som verkar för att återskapa lokala spänningar är mycket lägre än den storskaliga töjningshastigheten över den fennoskandiska skölden.



Figur 10-116. Större deformationszoner som korsar området för den regionala modellen vid Forsmark, redigerad från /Stephens et al. 2007/.

Om den genomsnittliga deformationsmodulen (E) antas vara 64 GPa /Lund et al. 2009/ för de översta 15 kilometrarna av jordskorpan, att den tektoniska töjningshastigheten, $\dot{\epsilon}$, är 10^{-10} per år/t ex Calais et al. 2005, 2006 Mazotti et al. 2005/, vilket ligger mellan de värden som föreslås av /Muir Wood 1995/ och /Slunga 1991/, samt att spänningsavlastningen, $\Delta\sigma$, är 3 MPa /Fälth et al. 2010/ i närheten ($< 1-2$ km) av förkastningen, så är den tid t som krävs för att återställa spänningsfältet i så hög grad att ett nytt jordskalv kan inträffa inom 1–2 km ungefär $t = 500\,000$ år enligt ekvationen nedan.

$$t = \frac{\Delta\sigma}{E \cdot \dot{\epsilon}}$$

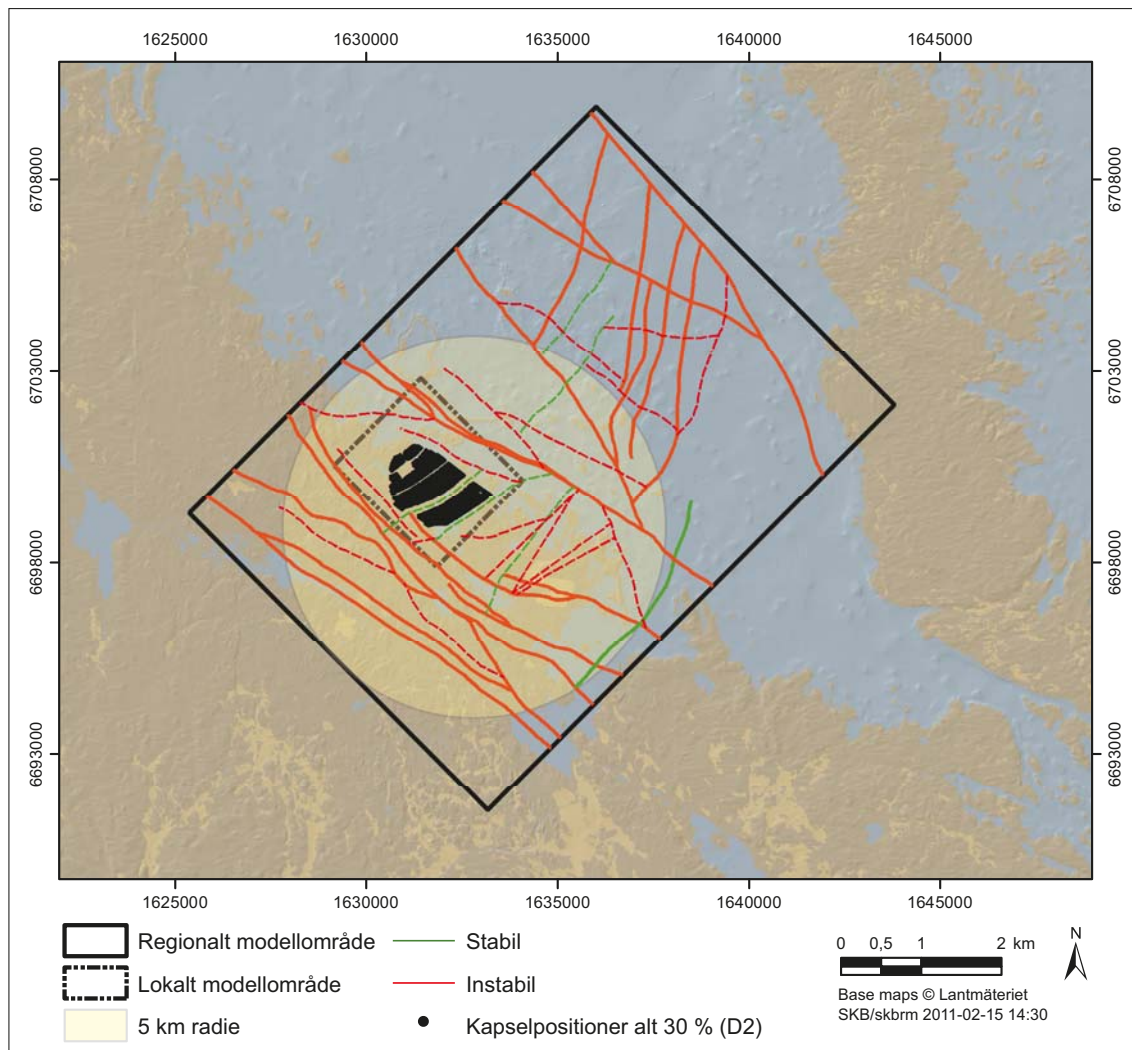
Följaktligen kan högst två seismiska händelser med en magnitud $\geq M5$ förväntas inträffa vid Forsmark under analysperioden. Som tidigare nämnts är sannolikheten för att ett stort jordskalv ska inträffa inom den tilltänkta förvarsplatsen mycket låg. Sannolikheten för att två eller flera jordskalv ska inträffa inom samma område är avsevärt mindre.

Sannolikheten för att någon deformationszon ska hysa ett jordskalv kan beräknas genom att dividera den sannolikhet som uppskattats för cirkelarean, se figur 10-117, med det antal deformationszoner som skär den arean. Om bara deformationszoner som modellerats med medelhög till hög tilltro /Stephens et al. 2007/ används identifieras 36 zoner som har spår som är längre än 3 km, se tabell 10-15 och figur 10-117, och som därför bedöms kunna hysa jordskalv med en magnitud $M5$ eller större.

Resultaten från /Lund et al. 2009/ användes av /Fälth et al. 2010/ för att identifiera vilka av deformationszonerna i Forsmark som skulle kunna påverka förvaret under glacialutvecklingen. I figur 10-118 visas de deformationszoner som har någon del som ligger mindre än 600 m från någon deponeringsposition. De zoner som ligger längre bort har liten möjlighet att utgöra någon risk för kapslarnas integritet (se nästa avsnitt) förutsatt att kriterier för att sovra deponeringspositioner används. Med tanke på deras orientering i förhållande till spänningsfälten är bara fem av dessa deformationszoner mottagliga för reaktivering /Fälth et al. 2010/ under glacialutvecklingen. De andra två bedöms vara stabila. Alla zoner som klassificeras som instabila i figur 10-118 och i tabell 10-15 bedöms vara tillräckligt stora för att hysa jordskalv med magnituder som överskrider M5. Bara en av dessa zoner, ZFMNW0017, bedöms emellertid vara tillräckligt stor för att hysa jordskalv med magnituder på upp till omkring M6. I nästa avsnitt undersöks jordskalvens inverkan på kapselns integritet.

Tabell 10-15. Deformationszoner som skär ett område som motsvarar en cirkel med en radie på 5 km som har centrum i Forsmark. Egenskaperna är hämtade från /Stephens et al. 2007/. Zonernas tjocklek innefattar den förkastningsskadade zonen. De högsta uppskattade magnituderna (M_{max}) erhöles med hjälp av regression i /Wells och Coppersmith 1994, tabell 2A/. **Rött = instabil, **grönt** = stabilt under blandade förkastningsspänningsförhållanden (strykande/reversa).**

ID	Spårlängd (m)	Tilltro	Strykning	Stupning	"Tjocklek (m) (inkl skadezon)"	M_{max}
ZFMNW0017	7,923	Medium	135	85	64	6,1
ZFMNW0029	3,792	Medium	133	90	30	5,8
ZFMNW0805	3,694	Hög	134	90	10	5,7
ZFMNW0806	22,000	Medium	145	90	80	6,6
ZFMWNW0836	4,498	Medium	117	90	30	5,8
ZFMNW1200	3,121	Hög	138	85	47	5,7
ZFMWNW0001	30,000	Hög	120	90	200	6,8
ZFMWNW0004	70,000	Hög	125	90	160	7,2
ZFMWNW0016	8,060	Medium	123	90	45	6,1
ZFMWNW0019	8,760	Medium	116	85	45	6,2
ZFMWNW0023	7,665	Medium	111	82	45	6,1
ZFMWNW0024	7,986	Medium	124	90	45	6,1
ZFMWNW0036	11,000	Medium	123	90	55	6,3
ZFMWNW0123	5,086	Hög	117	82	52	5,9
ZFMWNW0809A	3,347	Medium	116	90	25	5,7
ZFMWNW1127	5,394	Medium	120	90	35	5,9
ZFMWNW0035	3,521	Medium	120	90	25	5,7
ZFMA2	3,987	Hög	80	24	23	5,8
ZFMA3	3,234	Hög	46	22	22	5,7
ZFMA4	3,641	Hög	61	25	37	5,7
ZFMB1	3,224	Hög	32	27	7	5,7
ZFMA7	3,510	Hög	55	23	7	5,7
ZFMENE0060A	3,120	Hög	239	85	17	5,7
ZFMENE0062A	3,543	Hög	58	85	44	5,7
ZFMEW0137	4,300	Medium	95	90	30	5,8
ZFMNE0065	4,068	Hög	36	70	26	5,8
ZFMNE0808A	4,080	Medium	218	80	30	5,8
ZFMNNE0828	5,932	Medium	213	80	35	6,0
ZFMNNE0842	3,157	Medium	217	80	25	5,7
ZFMNNE0860	5,922	Medium	198	80	35	6,0
ZFMNNE0929	5,203	Medium	193	80	35	5,9
ZFMNNE1133	6,284	Medium	193	80	40	6,0
ZFMNNE1134	7,284	Medium	191	80	40	6,1
ZFMNNW0823	3,273	Medium	160	90	25	5,7
ZFMNW0002	18,000	Hög	134	90	74	6,5
ZFMNW0003	30,000	Hög	139	85	53	6,8

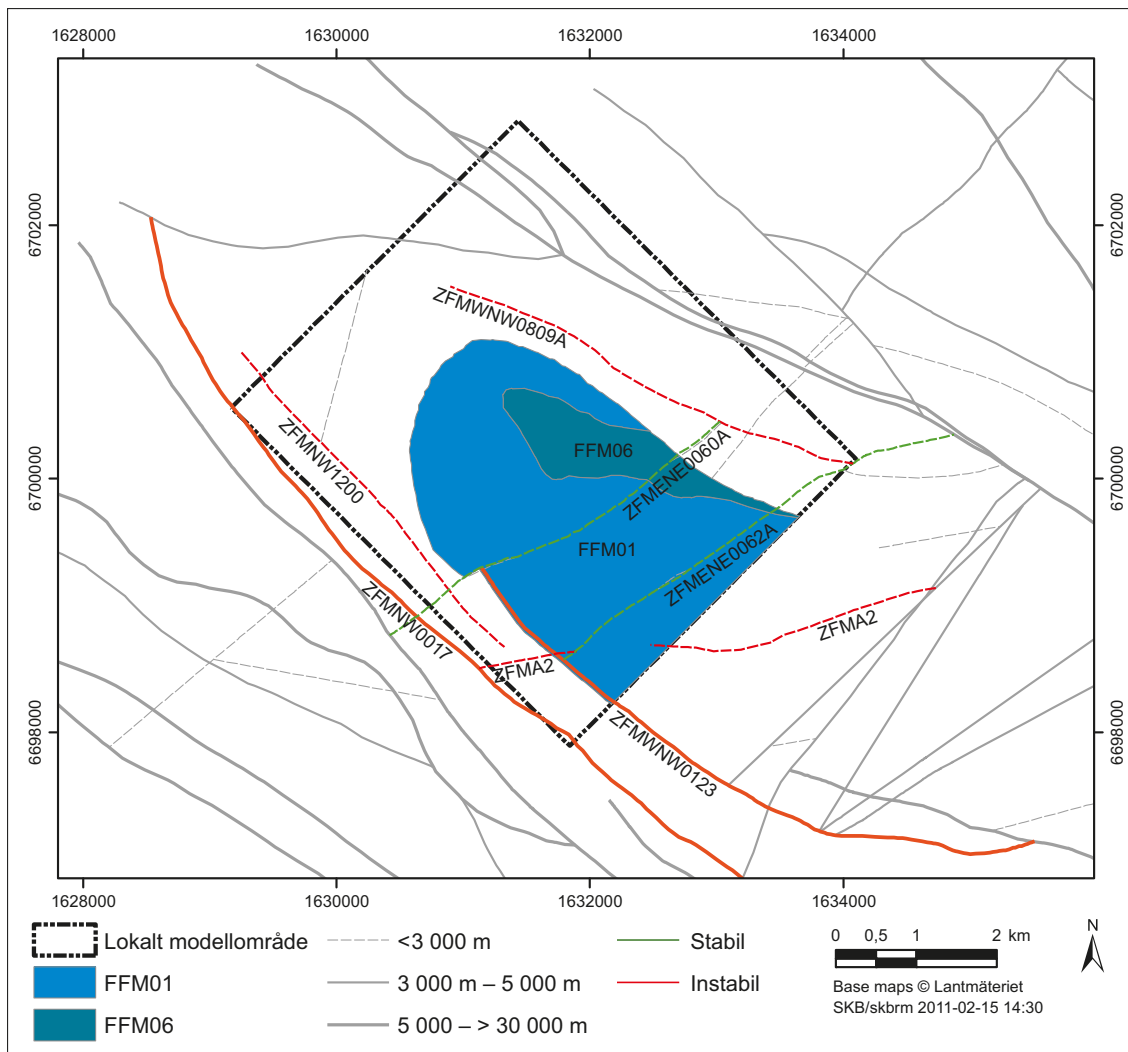


Figur 10-117. Deformationszoner vid Forsmark. Cirkeln med en radie på 5 km definierar området för normalisering av jordskalvsfrekvenser. Observera att ytspåren kapas vid gränsen för den regionala modellen. Zonerna klassificeras med avseende på stabilitet under förhållanden med en kombination av strike-slip och reversa förkastningsspänningar enligt /Fälth et al. 2010/.

Företsättningar för skjuvbelastning till följd av jordskalv

Den spänningsutveckling som analyserats särskilt för förvarsplatsen vid Forsmark av /Lund et al. 2009/ bekräftar att förkastningarnas stabilitet är mycket högre under perioder med inlandsis, när kapslarna potentiellt skulle kunna utsättas för höga porövertryck, dvs för höga isostatiska laster. Detta innebär att skjuvrörelser tvärs över kapslar i den storleksordning som beräknats av /Fälth et al. 2010/ inte kommer att förekomma i samband med höga isostatiska laster. Då inlandsisen drar sig tillbaka förutsäger /Lund et al. 2009/ en period då förkastningarna är mindre stabila, vilket möjligen leder till senglaciala förkastningar längs med lämpligt orienterade deformationszoner och reaktivering av sprickor i berget. Vid sådana tidpunkter kommer resterande porövertryck att vara ungefär en MPa /Hökmark et al. 2010/. Sammanlagda effekter av isostatiska laster och skjuvrörelser tvärs över kapslarna tas därför inte med i beräkningen.

Kapslarna är konstruerade för att klara av en skjuvrörelse på 5 cm. Det innebär att om en kumulativ förskjutning som är större än 5 cm längs med sprickplan som skär kapslarna kan undvikas, kan jordskalv inte riskera kapslarnas integritet till följd av skjuvlaster. Eftersom den största förskjutning som en spricka kan hysa beror på sprickans storlek /Cowie och Scholz 1992b/, måste det säkerställas att inga kapslar skärs av stora sprickor om den långsiktiga säkerheten ska garanteras.



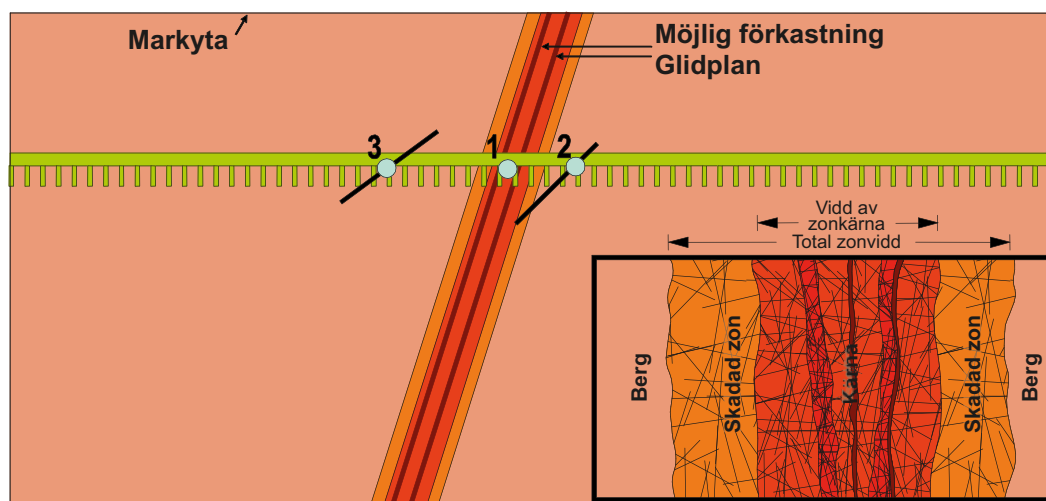
Figur 10-118. Deformationszoner (skärningar vid förvarsdjup) som beaktas vid analysen av jordskalvsrisiken.

Inverkan på sprickor i förvarsberget från jordskalv nära förvaret behandlades av /Fälth et al. 2010/ som undersökte hur jordskalvens magnitud och avstånd till förkastningen samt den kritiska sprickans orientering påverkar seismiskt inducerade förskjutningar i de kritiska sprickorna. /Fälth et al. 2010/ kommer fram till att under förutsättningen att ett avstånd på 600 m hålls till deformationszonernas gränser kommer ingen av kapslarna i ett förvar att utsättas för så stora skjuvlaster att de utgör en risk för kapslarnas integritet, oberoende av jordskalvens magnituder (förkastningar som motsvarar momentana magnituder på upp till M7,5 simulerades). Detta gäller under villkoret att sprickor med radier på mer än 225 m undviks i deponeringshålen. Bedömningen är att sådana sprickor på ett säkert sätt kan upptäckas vid den underjordiska karteringen /Cosgrove et al. 2006, SKB 2010b/. Således kan slutsatsen dras att jordskalv inte påverkar kapslarnas integritet på avstånd större än 600 m från någon deformationszon (≥ 3 km).

Vid tolkningen av simuleringsresultaten delades deformationszonerna upp i två kategorier: zoner på 3–5 km som kan hysa mindre jordskalv ($\leq M5,5$) och zoner med en spårlängd på mer än 5 km som kan hysa större jordskalv ($> M5,5$). Om både respektavstånd och kriterier för att sovra deponeringshål /Munier 2010/ används kommer kapslarna inte att påverkas av jordskalv, även om dessa inträffar i zoner som skär delar av förvarsvolymen. Om detta ska gälla måste emellertid följande säkerställas, se figur 10-119:

1. Ingen kapsel får placeras inom en deformationszons (förkastnings) skadezon. En förkastnings skadezon utgörs av den volym berg inom vilken zonen kan växa /Scholz 2002, Kim et al. 2004, Kim och Sanderson 2008/. Detta säkerställs genom förvarets utformning /SKB 2009c/ och med hjälp av de platsbeskrivande modellerna t ex /Stephens et al. 2007, Stephens et al. 2008a, b/. Deformationszonernas gränser kommer att beskrivas utförligare och med mindre osäkerheter vid den underjordiska karteringen och modelleringen.
2. Ingen kapsel får skäras av någon spricka som är mekaniskt förbunden (dvs medelst en förgrening) till någon deformationszon. Risken för att detta ska inträffa minskar genom att respektavstånd på 100 m används /Munier och Hökmark 2004, Munier et al. 2008/ till gränsen av den deformationszon som fastställts omfatta den skadade zonen, se exempelvis /Munier et al. 2003/ för fler detaljer. Det är emellertid osäkert om detta respektavstånd är tillräckligt för att omfatta alla förgreningar. Förgreningarna är mindre än de deterministiskt modellerade zonerna och bör utgöras av sprickor eller små deformationszoner med radier på omkring 100–500 m. De flesta av dem kommer därför att detekteras och karakteriseras genom undersökningar under jord /SKB 2010b/. Det är emellertid viktigt att vid undersökningarna under jord säkerställa att sådana förgreningar inte skär något deponeringshål. Det arbete som utförts av /Cosgrove et al. 2006/ är särskilt viktigt i detta sammanhang och den pågående detaljerade utformningen av programmet för undersökningar under jord /SKB 2010b/ kommer att specificera identifieringsverktygen mer i detalj.
3. Kriterier för att sovra deponeringshål måste användas för bergvolymen bortom respektavståndet på 100 m, vilket beror på /Fälth et al. 2010/:
 - a. storleken på den närmaste deformationszonen (dvs det största förväntade jordskalvet, om det skulle inträffa),
 - b. avståndet till deformationszonen,
 - c. orienteringen för den spricka som skär deponeringshålet,
 - d. storleken på den spricka som skär deponeringshålet.

Den komplexa uppgiften att fastställa sprickornas absoluta storlek /Cosgrove et al. 2006/ kan undvikas genom att använda så kallade FPI-kriterier (FPC + EFPC, se avsnitt 5.2.2), vilka utgör ställföreträdande kriterier för stora sprickor /Munier 2010/. I praktiken används därför de kritiska radierna enligt tabell 10-16 bara för att få en kvantitativ uppskattning av antalet kritiska deponeringspositioner för de få fall då FPI-kriterierna inte räcker till, se nästa avsnitt.



Figur 10-119. Fall att beakta när det gäller förskjutningar tvärs över kapslar. Fall nr 1 = kapseln skärs av en deformationszon. Fall nr 2 = kapseln skärs av en förgrening av deformationszonen. Fall nr 3 = kapseln skärs av en kritiskt stor spricka som ligger på ett visst avstånd från och mekaniskt inte är förbunden med zonen.

Tabell 10-16. Sammanfattning av kritiska radier för relevanta zonlängder och lutningar för aktuella sprickor vid Forsmark /från Fälth et al. 2010/.

Zonens spårlängd (km)	Lutning hos aktuell spricka (grader)	Avstånd från zon (m)	Kritisk radie för aktuell spricka (m)
> 5	0–55	100–200	62,5
> 5	0–55	200–400	125
> 5	0–55	400–600	160
> 5	0–55	> 600	225
> 5	55–90	100–200	85
> 5	55–90	200–400	170
> 5	55–90	400–600	215
> 5	55–90	> 600	> 300
3–5	0–55	100–200	75
3–5	0–55	200–400	150
3–5	0–55	400–600	235
3–5	0–55	> 600	> 300
3–5	55–90	100–200	100
3–5	55–90	200–400	200
3–5	55–90	400–600	> 300
3–5	55–90	> 600	>> 300

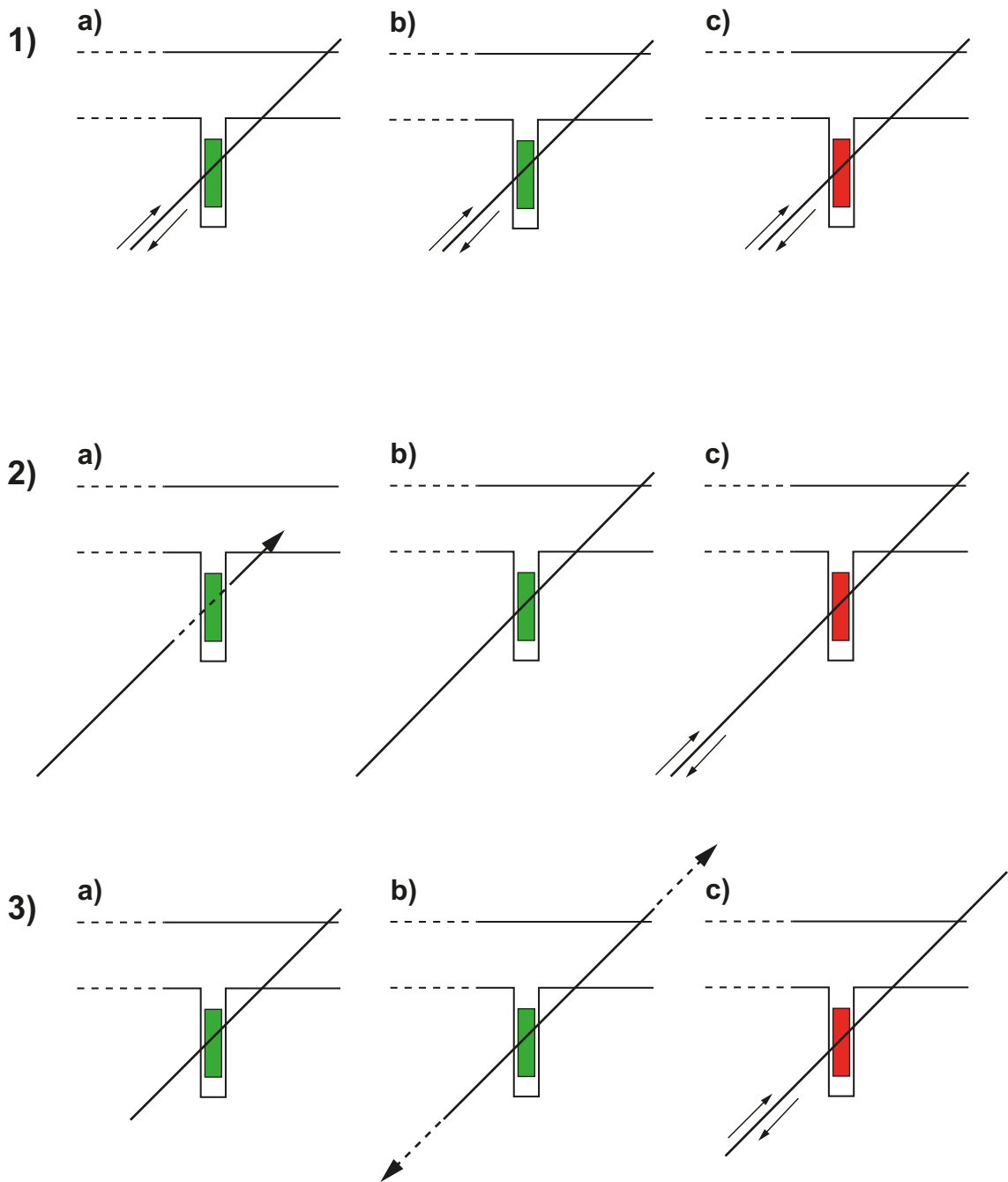
Skjuvlastfall att beakta

Inverkan från jordskalv på kapselns och buffertens integritet kan undvikas genom att respektavstånd och kriterier för att sovra deponeringshål används. I huvudsak behöver SKB säkerställa att deponeringshål inte skärs av sprickor som är tillräckligt stora för att hysa förskjutningar som kan överskrida kapselns brottkriterium. Som /Cosgrove et al. 2006/ hävdar är den stora majoriteten av de stora sprickorna (radier på cirka 100–500 m) inte anonyma, utan de flesta uppvisar tydliga och tolkningsbara egenskaper. För säkerhetsanalysen behövs dock en kvantifiering av hur många kritiska positioner som kan undgå upptäckt. FPI-kriterierna (Full Perimeter Intersection Criteria) /Munier 2010/ har föreslagits som en robust representation för stora sprickor. Genom att använda FPI-kriterierna på förvarsplatsen vid Forsmark kan vi genom simuleringar ge en pessimistisk övre uppskattning av antalet kritiska positioner som kan undgå upptäckt, och i slutänden en uppskattning av hur många kapselbrott som därför eventuellt sker till följd av jordskalv som inträffar i närheten.

På grund av de långa tidsperioder, upp till en miljon år, som studeras i den här analysen, måste hänsyn tas till följderna av upprepade jordskalv och således kumulativa förskjutningar som skär kapslar. Problemet är nämligen att även om en förskjutning som orsakas av ett individuellt jordskalv inte är tillräcklig för att skada kapseln, kan den kumulativa förskjutningen på samma eller andra förkastningar till följd av flera jordskalv överskrida kapselns brottkriterium på 5 cm.

Det finns flera fall att beakta (se figur 10-120):

- 1) Sprickan som skär kapseln är tillräckligt stor för att hysa en förskjutning som överskrider kapselns brottkriterium. Antingen kan den hysa den största möjliga förskjutning som är möjlig med tanke på dess storlek (1c) eller också kan den förskjutas i mindre steg, ett för varje seismisk händelse, som ackumuleras till ett värde som överskrider brottkriteriet (1a + 1b +...).
- 2) Sprickan skär till en början inte kapseln (2a). På grund av jordskalv som inträffar i närheten (eller ett litet jordskalv i själva sprickan) växer sprickan fram till deponeringspositionen (2b) och möjliggör därigenom förskjutning tvärs över kapseln. Om den växer tillräckligt mycket kan sprickan till slut hysa en förskjutning tvärs över kapseln som överskrider kapselns brottkriterium (2c).
- 3) Sprickan skär deponeringspositionen (3a) men är för liten för att hysa en kritisk förskjutning. Sprickan växer (3b) så att den blir tillräckligt stor för att hysa en kritisk (kumulativ) förskjutning (3c).

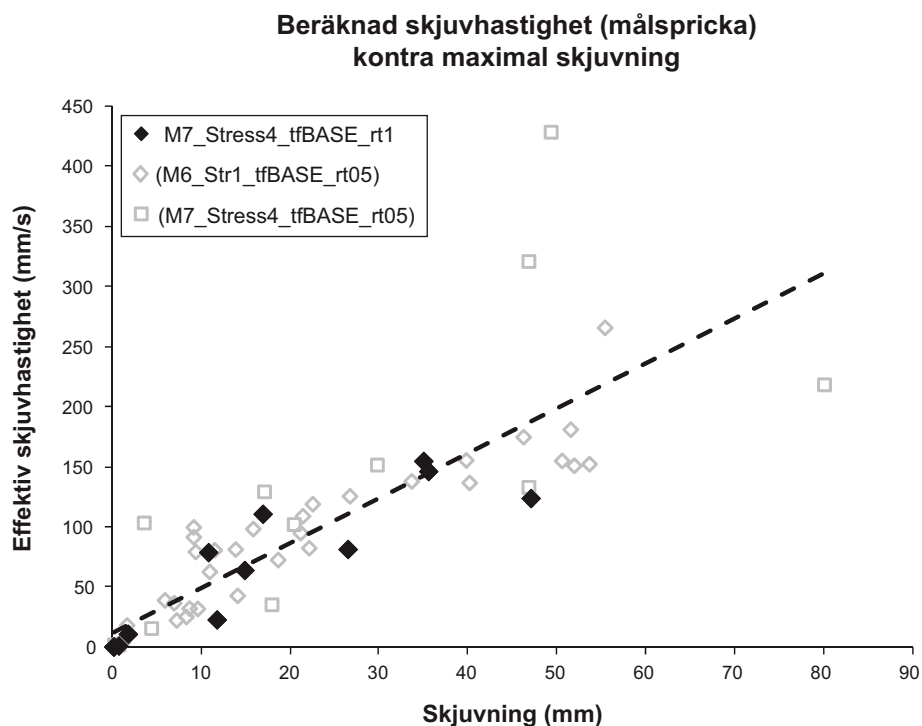


Figur 10-120. Olika fall att beakta när det gäller förskjutningar tvärs över en kapsel. I "1a-c" hanteras följderna av kumulativ förskjutning. I "2a-c" hanteras en spricka som växer in i ett deponeringshål. I "3a-c" hanteras en spricka som växer från en underkritisk storlek till en kritisk storlek. Rödmarkerade kapslar skulle kunna utsättas för skadliga skjuvrörelser.

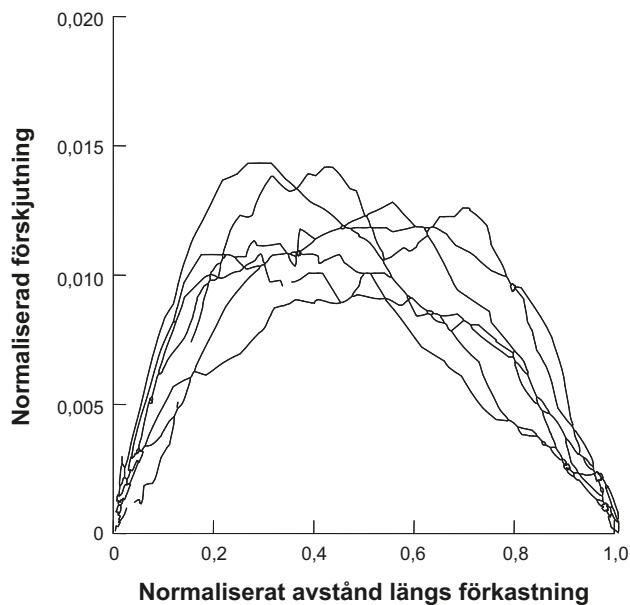
Fallet där en spricka förskjuts en sträcka D vid en enstaka händelse är i rent geometriskt avseende likvärdigt med fallet där D delas upp i flera mindre förskjutningssträckor d_1, d_2, \dots, d_n . Fallen 1a + 1b är därför likvärdiga med fall 1c. Men för att den kumulativa förskjutningen d_1, d_2, \dots, d_n ska vara lika med D behöver förskjutningsvektorena vara fullständigt parallella. Detta kräver i själva verket att samma deformationszon reaktiveras, med i huvudsak identisk dynamik, identiskt portryck osv. Dessutom styrs antalet på varandra följande förskjutningar av frekvensen av utlösande jordskalv, som i praktiken är begränsad till två händelser under analysperioden (en miljon år) enligt tidigare framlagda argument. Således behöver bara möjligheten för att två på varandra följande förskjutningshändelser inträffar på samma aktuella spricka beaktas. Den minsta spricka som kan hysa en förskjutning som överskrider kriteriet för kapselbrott som en följd av ett *enstaka* jordskalv anges av tabell 10-16 i form av kritiska

radier. För två seismiska händelser behöver hänsyn tas till kumulativa förskjutningar av sprickor med underkritiska radier. De minsta sprickorna som kan ackumulera en förskjutning på 50 mm vid två reaktiveringshändelser har radier som är lika med halva den kritiska radien för en enstaka händelse, eftersom förskjutningar skalanpassas linjärt med sprickstorleken, se avsnitt 4.3 i **Processrapporten för geosfären**. Pessimistiskt antas därför att förskjutningsvektorer för de underkritiska aktuella sprickorna verkligen blir fullständigt parallella. Även effekter av spänningsavlastning runt de aktuella sprickorna försummas. Det bör dessutom noteras att skjuvrörelsen skalanpassas linjärt med skjuvbeloppet, vilket visas i figur 10-121. Därför antas även pessimistiskt att det kumulativa skjuvbeloppet på 50 mm kommer att ha samma inverkan på kapseln som en enda snabbare skjuvning på 50 mm. Kriteriet för kapselbrott har härletts från höga skjuvhastigheter (1 m/s /Hernelind 2010/); låga skjuvhastigheter har en betydligt mindre inverkan på kapsel-buffertsystemet. Det är sannolikt att det finns tillräckligt med tid för att bufferten, som är känslig för skjuvhastigheter, ska hinna återställas mellan seismiska händelser. Denna effekt beaktas emellertid inte och att anta att den kumulativa effekten av flera mindre förskjutningshändelser motsvarar en enda större händelse är därför ytterligare pessimistiskt.

Sprickor som växer till följd av upprepad reaktivering har undersökts av /Cowie och Scholz 1992/. Författarna föreslår att en spricka vid varje seismisk händelse som en övre uppskattning kan växa inom intervallet 0,2–2,5 procent av sin storlek, med ett pessimistiskt antagande att hela sprickytan även utgör förkastningsytan. En spricka som växer in i ett deponeringshål, enligt antagandet i fall 2, skulle ha kapseln belägen nära dess spets. Som flera författare visar exempelvis /Walsh och Watterson 1987, 1989, Marrett och Allmendinger 1990, Dawers et al. 1993/ smalnar skjuvningsprofilen av från en största bredd nära sprickans centrum till noll nära spetsen, se figur 10-122, då plastisk deformation (exempelvis tillväxt av en skadezon, utbredning genom en skadezon, veckning) äger rum. För att en spricka ska växa i en sådan omfattning att en kapsels position förflyttas från nära sprickans spets till ett område där skjuvning kan överskrida kriteriet för kapselbrott krävs ett stort antal skjuvnings-/tillväxthändelser. För att en spricka ska skjuvas 0,05 m måste kapseln befinna sig vid mitten av en spricka med en radie på 62,5 m (enligt simuleringsresultaten), med de ytterligare villkoren att sprickan inte ligger längre än 200 m från en stor (> 5 km) deformationszon och är flack($\leq 55^\circ$), se tabell 10-16 från /Fält et al. 2010/.



Figur 10-121. Samband mellan skjuvhastighet och skjuvbelopp för en aktuell spricka från /Fält et al. 2010/. Resultaten är hämtade från olika jordskalvssimuleringar. Ofyllda markeringar betecknar resultat från fall som inte inkluderades i den slutliga analysen då källmekanismen inte ansågs representativ för verkliga jordskalv.



Figur 10-122. Skjuvningsprofiler längs med normala förkastningar av olika storlek, normaliserad med avseende på förkastningsstorleken omritad från /Dawers et al. 1993/.

Om sprickan växer 0,2–2,5 procent för varje seismisk händelse, som /Cowie och Scholz 1992/ föreslår, krävs cirka 15 /Cowie och Scholz 1992, ekvation 22/ på varandra följande seismiska händelser som påverkar sprickan (notera att de inte nödvändigtvis behöver utlösas av en avlägsen förkastning) innan kapseln befinner sig vid en kritisk position. Detta med antagandet om ett fullständigt elastiskt material för vilket Eshelbys elliptiska skjuvningsprofil gäller /Eshelby 1957, Munier 2010, ekvation 27/. För sprickor som ligger mer än 200 m från förkastningen krävs betydligt fler seismiska händelser. Den samling förutsättningar som gäller för fallen 2 och 3 bedöms som osannolik och deras effekt av underordnad betydelse, och därför behandlas de inte mer.

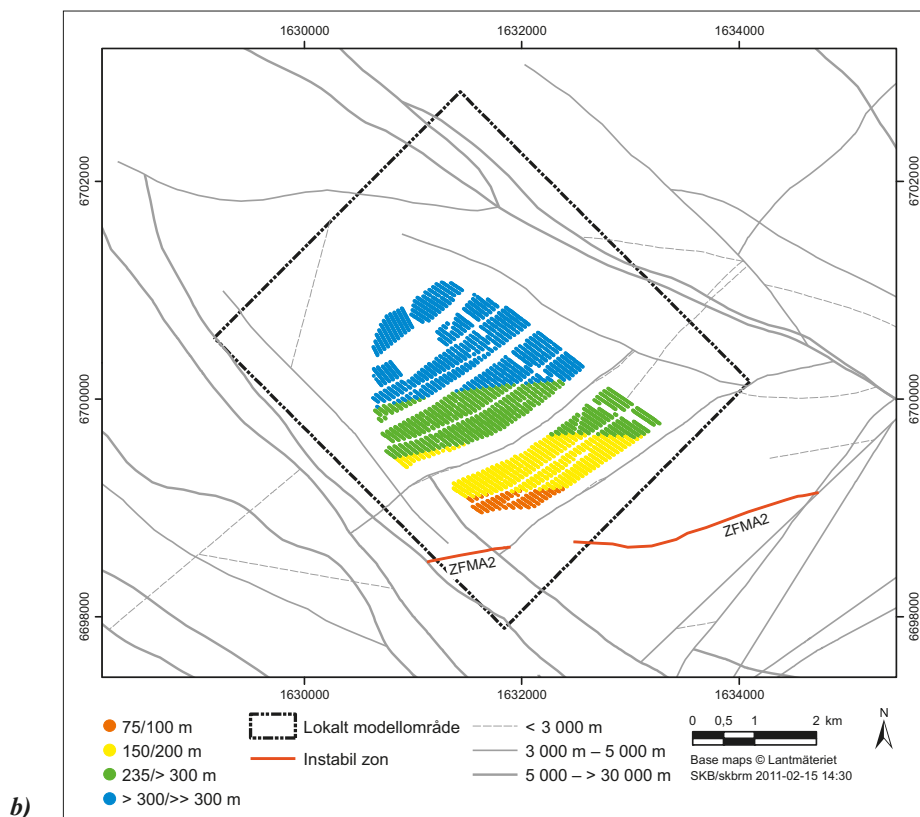
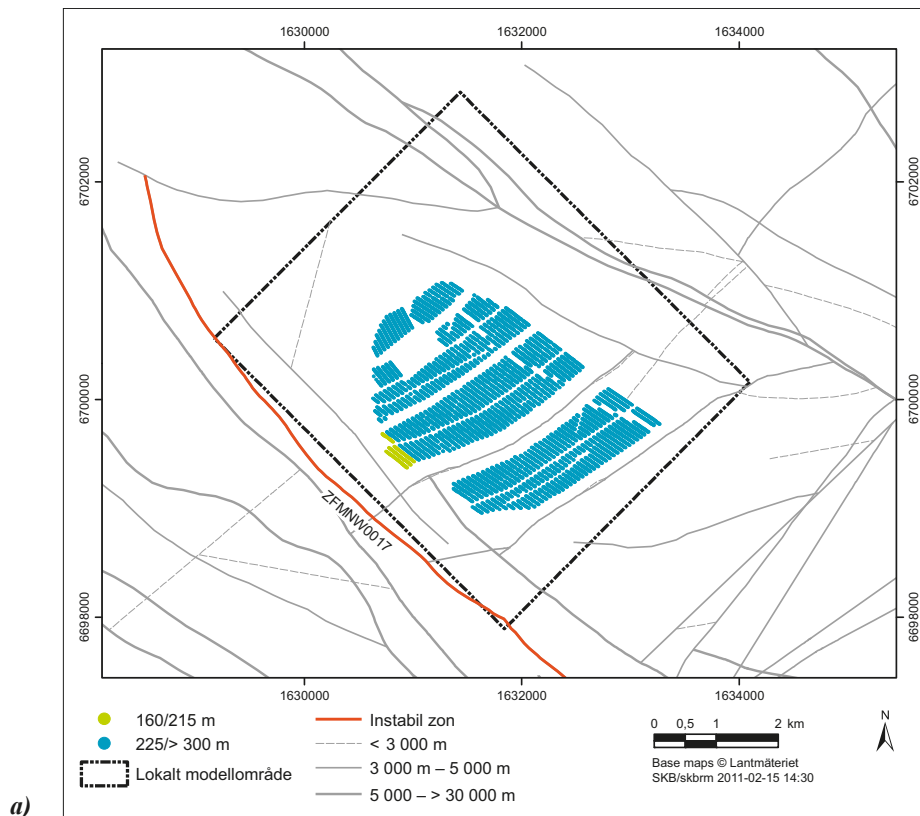
Antalet kapslar i kritiska positioner

Den skadliga inverkan från jordskalv på kapsel-bentonitpaketen kan undvikas genom att kriterier för att sovra deponeringshål används vid projekteringen av deponeringspositionerna för kapslarna. De största sprickradier som tillåts skära deponeringshål, se figur 10-123, tas fram genom simuleringar i /Fälth et al. 2010/. Genom att tillämpa FPI-kriterierna (Full Perimeter Intersection Criteria) på plats-specifika deformationszons- och sprickmodeller beräknade /Munier 2010/ det antal deponeringspositioner som undgår upptäckt då FPI-kriterierna används. De viktigaste resultaten av dessa beräkningar presenteras i tabellerna 10-17 och 10-18, se /Munier 2010/ för utförligare information²⁰.

Kortfattat varierar antalet kritiska kapslar i Forsmark, dvs kapslar som undgick upptäckt med hjälp av FPI-kriterierna och således skärs av sprickor som är tillräckligt stora för att hysa förskjutningar som överskrider 5 cm, mellan ungefär $1,0 \cdot 10^{-3}$ (för DFN-modellen ”OSM + TFM” och deformationszon ZFMNW0017) och $1,1 \cdot 10^{-1}$ (för DFN-modell ”TCM” och deformationszon ZFMA2) kapslar beroende på DFN-modell, spänningsförhållanden och vilken zon som antas reaktiveras på seismisk väg, se tabell 10-17. Reversa spänningsförhållanden (se tabell 10-18) påverkar bara en deformationszon, ZFMA2, och ger ett maximiantal på 0,11 kritiska kapslar (vid användning av DFN-modellen TCM). Notera att ZFMA2 bedöms vara instabil även med blandade spänningsförhållanden och att detta är den zon som påverkar flest deponeringspositioner, samt att det maximala antalet kritiska positioner därför är detsamma (0,11) för blandade och reversa spänningsförhållanden.

Resultaten i tabellerna 10-17 och 10-18 gäller bara för det fall då exakt en av deformationszonerna reaktiveras på seismisk väg. I figur 10-123 visas två exempel på hur kritiska radier beror på avståndet till deformationszoner.

²⁰ Sedan /Munier 2010/ publicerades har fler realiseringar lagts till för att ytterligare stabilisera medelvärdena. Därför finns vissa små skillnader mellan tabellerna i /Munier 2010/ och de i denna rapport.



Figur 10-123. Deponeringspositioner som är markerade enligt den största spricka som de får skära utan att utsättas för förskjutning som överskrider kriteriet för kapselbrott (0,05 m). Figur a = ZFMNW0017, Figur b = ZFMA2.

Tabell 10-17. Det genomsnittliga antalet kritiska deponeringspositioner för olika DFN-modeller, om blandade spänningsförhållanden (förvar med 6 000 kapslar) antas vid Forsmark.

DFN-Modell	# Krit. Min	# Krit. Max
OSM+TFM	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$6.7 \cdot 10^{-2}$
r0-fixed	$3.5 \cdot 10^{-3}$	$4.8 \cdot 10^{-2}$
TCM	$2.3 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-1}$
Totalt	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-1}$

Tabell 10-18. Det genomsnittliga antalet kritiska deponeringspositioner för olika DFN-modeller, om reversa förhållanden (förvar med 6 000 kapslar) antas vid Forsmark.

DFN-Modell	# Krit
OSM+TFM	$6.7 \cdot 10^{-2}$
r0-fixed	$4.8 \cdot 10^{-2}$
TCM	$1.1 \cdot 10^{-1}$

Antalet potentiella kapselbrott till följd av skjuvlast

För att beräkna hur många kapslar som kan komma att gå sönder inom ett visst tidsspänn, multipliceras antalet kapslar som är inplacerade i kritiska positioner (se tabellerna 10-17 och 10-18) med jordskalvsfrekvenserna i tabell 10-14. Samtliga jordskalv projiceras här på deformationszonen ZFMA2 eftersom

- dess geometri liknar geometrin för kända postglaciala förkastningar,
- den betraktas som instabil både för reversa och blandade (reversa/strykande) förkastnings-spänningsförhållanden ²¹,
- det är den deformationszon som påverkar flest kapslar.

Dessutom gäller följande förutsättningar.

- För tidsskedet tusen år används bara jordskalvsfrekvenser som anges av /Bödvarsson et al. 2006/. Detta arbete avsåg särskilt korta tidsskeden och bedömdes därför vara den lämpligaste källan i det här sammanhanget. Enligt vad som hävdas i **Processrapporten för geosfären** inträffar dessutom de flesta jordskalv på större djup än vad som är relevant i det här sammanhanget, åtminstone för detta tidsskede. Enligt slutledningen i **Processrapporten för geosfären** minskar frekvenserna med en faktor 0,5.
- När det gäller tidsskedet för en glaciationscykel, 120 000 år, används samtliga källor i tabell 10-14 eftersom de alla, med undantag av /Bödvarsson et al. 2006/, vid sina analyser var inriktade på detta specifika tidsskede. Eftersom extrapolering av /Bödvarsson et al. 2006/ över 120 000 år ger liknande frekvenser, gjordes bedömningen att det var rimligt att ta med resultaten från /Bödvarsson et al. 2006/ för detta tidsskede trots att deras analys inte avsåg ett längre tidsskede än tusen år.
- I motsats till tidsperioden på tusen år kan möjligheten att ytliga, postglaciala jordskalv inträffar under tidsskedena 120 000 och 1 000 000 år inte uteslutas. Följaktligen har frekvenserna använts utan någon justering avseende djupet.
- För tidsskedet 1 000 000 år antas att högst två seismiska händelser $\geq M5$ inträffar till följd av en antagen töjningshastighet på 10^{-10} per år.

Enligt resonemanget i avsnitt 4.3.1 i **Processrapporten för geosfären**, beräknas det antal kapselbrott som kan komma att inträffa enligt sambandet:

$$N_{failed} = 5 \cdot f \cdot t \cdot N_{crit}$$

där N_{crit} är det genomsnittliga antalet kapslar som är placerade i kritiska positioner (se tabell 10-17), f hämtas från tabell 10-14 och t är tiden. Faktorn 5 beror på att alla jordskalvsfrekvenser projiceras på ZFMA2.

²¹ Kombinationen av strike-slip och reversa förkastningsspänningsförhållanden (ibland benämnd blandade förhållanden) avser en föreställning av att förhållanden med strike-slip-förkastningar överväger på djupet (> cirka 1 km) och reversa förkastningar på mindre djup /Lund et al. 2009, Fälth et al. 2010/.

För den andra seismiska händelsen, som bara gäller för tidsskedet en miljon år, används följande uttryck, (se avsnitt 4.3.1 i **Processrapporten för geosfären** för mer information):

$$N_{failed} = \frac{1}{2} \cdot (5 \cdot f)^2 \cdot (10^6 - T)^2 \cdot N_{crit,2nd}$$

där T står för spänningsavlastningstiden och $N_{crit,2nd}$ står för det genomsnittliga antalet kapslar som är placerade i kritiska positioner (se tabell 10-19) där de kritiska radierna enligt tabell 10-16 används dividerade med två.

De viktigaste resultaten sammanfattas i tabell 10-20, som bör tolkas enligt följande:

Om en kombination av strike-slip och reversa förkastningsspänningsförhållanden antas råda under analysperioden kan i genomsnitt mellan $9,3 \cdot 10^{-6}$ och $2,2 \cdot 10^{-5}$ kapselbrott inträffa under tidsskedet tusen år. Notera att bara /Böðvarsson et al. 2006/ används för denna analys, även om det finns uppskattningar för alla källor. På liknande sätt kan i genomsnitt mellan $8,3 \cdot 10^{-4}$ och $5,7 \cdot 10^{-3}$ kapslar gå sönder under en glaciationscykel. För tidsskedet 1 000 000 år antas att två seismiska händelser inträffar och då kan i genomsnitt mellan $8,3 \cdot 10^{-3}$ och $7,9 \cdot 10^{-2}$ kapselbrott inträffa. Bidraget från den andra seismiska händelsen är mellan 20 och 50 procent av det totala antalet. Trots att sannolikheten för att den andra händelsen ska inträffa är mycket lägre, ger en halvering av de kritiska radierna en dramatisk ökning av det antal kapslar som är inplacerade i kritiska positioner till följd av att sprickornas storlekar är potenslagsfördelade. Eftersom alla dessa genomsnittsvärden ligger väl under ett är värdena, med god approximation, även lika med den beräknade sannolikheten för att kapselbrott ska ha inträffat i förväret vid slutet av respektive tidsperiod som studeras.

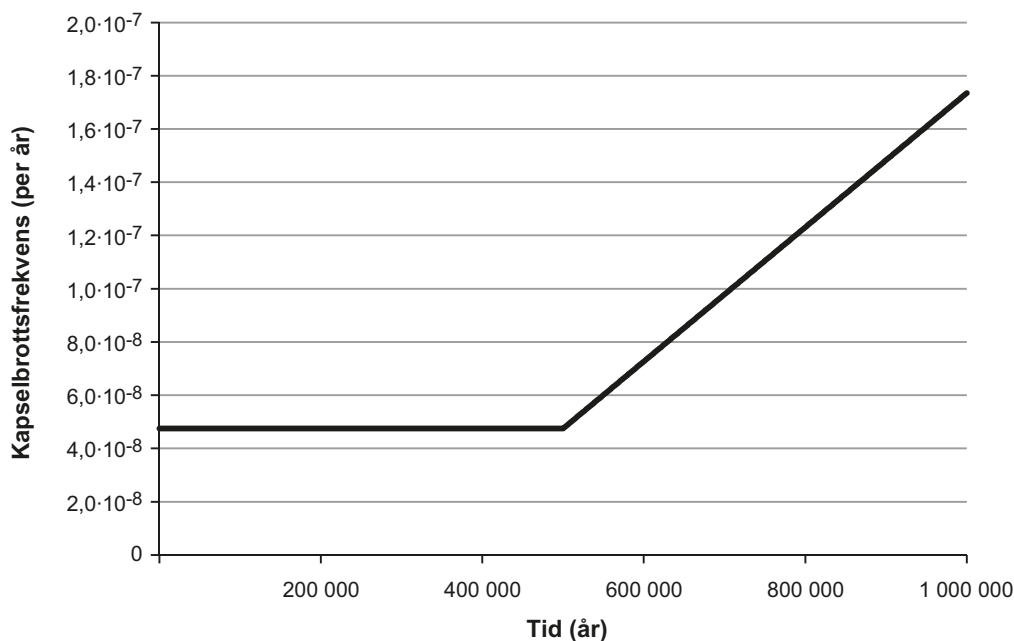
Resultaten ovan kan uttryckas som frekvensen för kapselbrott som funktion av tiden för tider bortom de inledande tusen åren. Denna frekvens kommer att vara konstant under de första 500 000 åren när bara ett enda stort jordskalv kan inträffa, och öka linjärt mellan 500 000 och 1 000 000 år, när hänsyn även måste tas till möjligheten av ett andra jordskalv. Om de högsta jordskalvsfrekvenserna (de enligt /Hora och Jensen 2005/) och den DFN-modell som ger det största antalet kapslar som är utplacerade i kritiska positioner (TCM-modellen) pessimistiskt används, är frekvensen för de första 500 000 åren $4,75 \cdot 10^{-8}$ per år (det maximivärde för 120 000 år som är skrivet med fetstil i tabell 10-20 dividerat med 120 000). Frekvensen ökar sedan linjärt tills den når $1,74 \cdot 10^{-7}$ per år vid en miljon år, se figur 10-124. (Det senast nämnda resultatet kommer från kravet att arean under frekvenskurvan i figur 10-124 måste motsvara det ackumulerade antalet brott från både en och två händelser som anges i tabell 10-20.) Detta resultat används som indata till konsekvensberäkningar för skjuvlasts scenariot, se avsnitt 13.6 för mer information. För de inledande tusen åren är motsvarande frekvens $2,2 \cdot 10^{-8}$ per år.

Tabell 10-19. Antalet kritiska deponeringspositioner (2:a seismiska händelsen) för olika DFN-modeller, om reversa förhållanden (förvar med 6 000 kapslar) antas vid Forsmark.

DFN-modell	Antal kritiska positioner 2:a
OSM+TFM	0,7
r0 fast	0,46
TCM	1,3

Tabell 10-20. Antalet kapslar som kan gå sönder under olika tidsspänn och med användning av olika jordskalvsfrekvenser.

Källa	Blandade spänningsförhållanden (strike-slip/reversa)		Antal potentiellt otäta kapslar					
	Jordskalvsfrekvens ($M \geq 5/\text{år}$)		1 000 år		120 000 år		1 000 000 år (2 händelser)	
	Område med 5 km radie	Per zon (30)	Min	Max	Min	Max	Min	Max
/Böðvarsson et al. 2006/	$2,4 \cdot 10^6$	$7,8 \cdot 10^{-8}$	$9,3 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$7,3 \cdot 10^{-2}$
/La Pointe et al. 2000, 2002/	$8,7 \cdot 10^{-7}$	$2,9 \cdot 10^{-8}$	$3,4 \cdot 10^{-6}$	$8,2 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$
/Hora och Jensen 2005/	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-8}$	$9,9 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$7,9 \cdot 10^{-2}$
/Fenton et al. 2006/	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$6,8 \cdot 10^{-8}$	$8,1 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{-2}$



Figur 10-124. Frekvensen av kapselbrott till följd av jordskalvsinducerad skjuvlast som en funktion av tiden. Arealen under kurvan ger det genomsnittliga antalet kapselbrott vid en miljon år som 0,079, i överensstämmelse med tabell 10-20.

Modellering av buffert-kapselsystemets reaktion på skjuvrörelser

Inverkan på kapseln från en skjuvrörelse har analyserats som underlag för **Produktionsrapporten för kapseln**, där designanalysen för kapseln /Raiko et al. 2010/ utgör referens. Designanalysen för kapseln stöds i sin tur av FEM-modellering av skjuvrörelsers inverkan på buffert-kapselsystemet /Hernelind 2010/ och av en analys av kapselinsatsens skadetålighet då den utsätts för skjuvrörelser /Dillström och Bolinder 2010/.

Utgångspunkten för skjuvanalyserna och designanalysen avseende kapseln utgörs av de konstruktionsförutsättningar som anges i /SKB 2009a/ och som redan citerats i avsnitt 5.4.1. Med avseende på skjuvrörelser är kravet enligt konstruktionsförutsättningarna att kopparkorrosionsbarriären ska vara intakt efter en 5 cm skjuvrörelse med en hastighet på 1 m/s för buffertmaterialegenskaper hos en Ca-bentonit med en densitet på 2 050 kg/m³. Detta gäller för alla positioner och vinklar för skjuvsprickan i deponeringshålet och för temperaturer ner till 0 °C. Insatsen ska ha kvar sina tryckbärande egenskaper med avseende på isostatisk last efter sådana skjuvrörelser.

Den övergripande slutsatsen från detta arbete är att en kapsel som tillverkas enligt referensutformningen och enligt referensmetoder för produktion och kontroll uppfyller konstruktionsförutsättningarna, vilket redan redovisats i avsnitt 5.4.3. Följande redovisning av modelleringen görs för att visa de marginaler som finns till brott, och i synnerhet för att utvärdera kapselns möjlighet att motstå den belastning som orsakas av en skjuvning på 10 cm.

Det finns ett antal faktorer som påverkar hur en antagen skjuvrörelse inverkar på bufferten och kapseln. I tabell 10-21 ges en översikt över sådana faktorer, relaterade konstruktionsförutsättningar, de fall som analyseras som underlag till **Produktionsrapporten för kapseln** och deras förhållande till berganalyserna.

Konstruktionsförutsättningen som anger 5 cm skjuvning är resultatet av en avvägning mellan å ena sidan uppnåeliga krav på kapseln och på förvarets layout, utgående från kunskapen om jordskalv och sekundära skjuvrörelser, och å andra sidan kapsel-buffertsystemets reaktion. Om skjuvsträckan enligt konstruktionsförutsättningen minskas fås en större sannolikhet för skjuvning med de givna layoutreglerna, men lägre krav på kapselns utformning och material (särskilt den oförstörande provningen av insatsen) och vice versa. Förutom en skjuvning på 5 cm enligt konstruktionsförutsättningen presenteras även analyser av en skjuvning på 10 cm nedan.

Tabell 10–21. Översikt av faktorer som påverkar den beräknade inverkan på buffert-kapselsystemet från en antagen skjuvrörelse, och sambanden mellan konstruktionsförutsättningar, analyser av buffertens och kapselns reaktion samt berganalyserna.

Faktor	Konstruktionsförutsättning	Fall som analyserats i /Hernelind 2010/ och /Raiko et al. 2010/
Skjuvbelopp	5 cm	5 och 10 cm.
Skjuvhastighet	1 m/s	1 m/s. Även 0,1 m/s analyserat för basfallet (horisontell spricka som träffar vid ¼ av höjden från kapselns botten, buffertdensitet 2 050 kg/m ³).
Skjuvplan och skärningsvinkel	Alla vinklar	Skjuvplan: horisontellt, vertikalt, 22,5° (mot kapselns axel).
Angreppspunkt	Alla lägen	Centrerad vid halva höjden eller vid översta delen; icke-centrerad vid en fjärdedel av längden eller diametern, se figur 10-125.
Insatsmaterialets egenskaper	–	Materialmodell från provtillverkning (järn) för olika töjningshastigheter; tabelldata används för stålrör.
Kopparhöljets materialegenskaper	–	Materialmodell från prov av kopparmaterial vid låga töjningshastigheter från provtillverkning.
Krypning i kopparhöljet	–	Krypmodell ingår för fall med bentonit 2 050 kg/m ³ .
Buffertegenskaper – densitet	2 050 kg/m ³ Ca-bentonit	1 950, 2 000 och 2 050 kg/m ³ Ca-bentonit; töjningshastighetsberoende elastoplastisk modell från laboratorieprovning.
Omvandling av material	Temperaturer ned till 0 °C	Modell för järnmaterial från provning vid 0 °C. Temperaturens inverkan på buffertegenskaperna försumbar.
Kombinerad isostatisk last och skjuvlast	Insatsen ska ha kvar sina lastbärande egenskaper med avseende på isostatisk last efter skjuvrörelser	– Skjuvrörelser med isostatisk last från en samtidig inlandsis. – Skjuvrörelse, inlandsis utvecklas senare.

Känslighetsanalyser

Kapselns reaktion på skjuvrörelser i berget analyseras i två steg. Det första består av FEM-modellering av buffertens och kapselns reaktion på en förskjutning som läggs på vid buffertens yttre gräns /Hernelind 2010/. Som ett andra steg överförs förskjutningen i kapseln från FEM-modelleringen till analysen av skadetålighet, vilken utförs för den del av kapseln som utsatts för de största förskjutningarna i materialet och bara för de fall där störst inverkan sker på kapseln /Dillström och Bolinder 2010/.

Resultat avseende insatsen från modelleringen av bufferten och kapseln redovisas i tabell 10-22. De viktiga parametrarna är maximivärdena för den ekvivalenta plastiska töjningen (PEEQ), effektivspänningen (von Mises) och den högsta axiella dragspänningen (S33). De beräknade effektivtöjningarna och effektivspänningarna tyder alla på att insatsen har kvar en betydande deformationsförmåga efter skjuvning. Brottgränsen (i drag) för BWR-insatsen från provtillverkningen är minst 391±10 MPa, och brotttöjningen 13,7±3,7 procent. Den axiella dragspänningen är viktig för analysen av sprickhållfastheten.

Skjuvhastigheten för buffert-kapselsystemet anges pessimistiskt till 1 m/s, vilket är högre än de högsta hastigheter som härletts från aktuella sprickor (0,3 m/s) vid simuleringar av jordskalv /Fälth et al. 2010/. Skjuvhastigheten har bara en obetydlig inverkan på töjningar och spänningar, vilket framgår vid jämförelse mellan det första och det näst sista fallet i tabell 10-22.

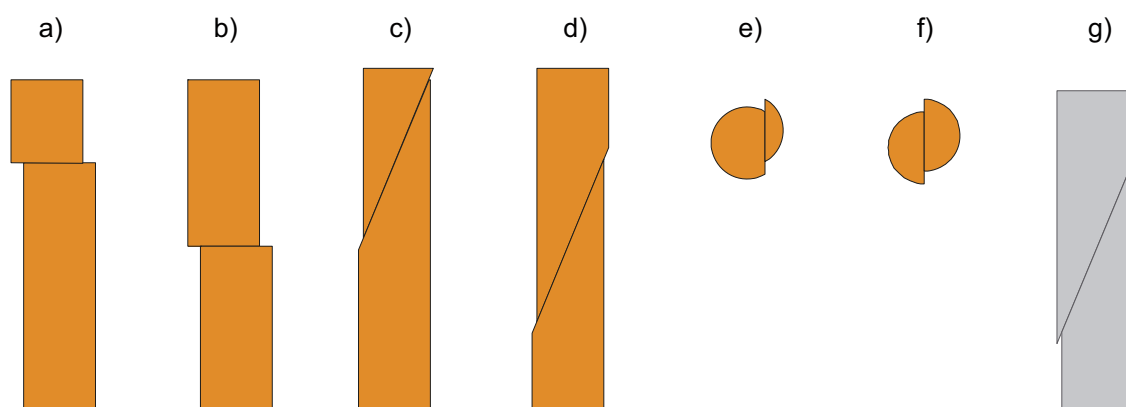
De kombinationer av skjuvplan och skärningsvinkel som analyserats visas i tabell 10-22. I figur 10-125 illustreras skjuvplanen, skärningsvinklarna och angreppspunkter som a)–f). De bergskjuvningsfall som analyserats är följande:

- Skjuvning vinkelrätt mot kapselns axel, vid ¾ av höjden och ½ höjden från botten, a) och b).
- Med drag i kapseln och ett skjuvplan med en vinkel på 22,5° mot kapselns axel, vid ¼ av höjden och ½ höjden från botten, c) och d).
- Med en horisontell rörelse av ett vertikalt plan, vid ¼ av diametern och genom kapselns mitt, e) och f).

De postglaciala spänningsförhållandena vid ett djup av 500 m är enligt /Lund et al. 2009/ av revers typ. Även om vissa strike-slip-komponenter skulle kunna härledas från skjuvvektorer på målsprickor, visar de simuleringar som utförts av /Fälth et al. 2010/ att alla betydande förskjutningar på icke-

Tabell 10-22. Maximala värden för den ekvivalenta plastiska töjningen (PEEQ), effektivspänningen (von Mises) och den högsta axiella dragspänningen (S33) i insatsen, med avseende på de olika skjuvlastfallen. Värdena i tabellen bör jämföras med den brottöjning i BWR-insatsen som uppmättes vid provtillverkningen, dvs 13,7±3,7 procent, och den uppmätta brottgränsen (i drag) som är minst 391±10 MPa. I alla modeller användes en skjuvhastighet på 1 m/s om inte annat anges.

Modellfall: Skärningsvinkel Angreppspunkt Buffertdensitet	Illustreras i del av figur 10-125	PEEQ [%]		von Misesspänning [MPa]		Maximal axiell spänning S33 [MPa]	
		5 cm skjuvning	10 cm skjuvning	5 cm skjuvning	10 cm skjuvning	5 cm skjuvning	10 cm skjuvning
Normal ¼ höjd 2 050 kg/m ³	a)	0,5	1,6	321	351	333	361
Normal ¼ höjd 2 000 kg/m ³	a)	0,2	1,2	309	340	324	354
Normal ¼ höjd 1 950 kg/m ³	a)	0,1	0,7	301	320	310	336
Normal halva höjden 2 050 kg/m ³	b)	0,1	0,7	299	315	212	265
22,5° ¼ höjd 2 050 kg/m ³	c)	0	0,09	290	297	126	219
22,5° halva höjden 2 050 kg/m ³	d)	0,03	0,2	295	301	177	258
Noll (horisontell) ¼ bredd 2 050 kg/m ³	e)	0,4	0,4	300	303	64	83
Noll (horisontell) halva bredden 2 050 kg/m ³	f)	0,5	0,6	309	311	82	93
Normal ¼ höjd 2 050 kg/m ³ Skjuvhastighet 0,1 m/s	a)	0,5	1,7	312	344	327	354
Normal ¼ höjd 2 050 kg/m ³ Med krypmodellering	a)	0,4	1,5	314	347	336	365



Figur 10-125. a)–f) Skjuvplan, skärningsvinkel och angreppspunkt för de fall som analyserats i /Hernelind 2010/. Normalskjuvning (g) togs inte med i analyserna (se texten för en utförlig förklaring).

horisontella målsprickor uppvisar revers förskjutning och att ingen av dessa målsprickor uppvisar någon normalförskjutning. Följaktligen uteslöts normalskjuvningar (som kortar av deponeringshålen) vid analyserna av kapseln, se g) i figur 10-125.

Att en vinkel på 22,5° ger ogynnsamma förhållanden valdes på grundval av resultat från föregående analyser /SKB 2006a/. Med den aktuella förbättrade FEM-modelleringen modelleras kopparlockets kålar och bufferten mer exakt /Hernelid 2010/, vilket gör att den sneda skjuvningen ger mindre töjning och spänningar än den skjuvning som sker vinkelrätt mot kapselns axel, se tabell 10-22. En horisontell skjuvning på ett vertikalt plan genom kapseln ger töjningar inom samma spann som för den vinkelräta skjuvningen, men betydligt mindre spänningar.

För flera fall med den högsta buffertdensiteten modellerades långsamt kryp i kopparn efter de snabba skjuvförskjutningarna. Spänningarna och töjningarna i insatsen efter denna sekvens visas i tabell 10-22, sista raden. En jämförelse med motsvarande fall utan kryp i kopparn tyder på en mindre påverkan vid en förskjutning på 5 cm, eftersom plastisk deformation inträffar under den snabba skjuvningsfasen. För en skjuvning på 10 cm uppstår högre spänningar i insatsen. Den största plastiska deformationen i kopparhöljet uppträder i hålkålar (förutom i områden som innehåller singulariteter i modellen). Generellt är de plastiska töjningarna mycket mindre. Kryp är därför inte ett problem, eftersom deformationen av kopparn styrs av det omgivande materialet, vilket ger små töjningshastigheter relaterade till krypning så snart den slutgiltiga deformationen har skett.

Följden av att variera bentonitens densitet, såväl som skjuvningsplan och skärningsvinkel, visas i tabell 10-22. Den största påverkan på insatsen (de största töjningarna och spänningarna) erhålls med skjuvning som är vinkelrät mot kapselns axel och med en skärningspunkt vid $\frac{3}{4}$ av höjden från botten. En sänkning av densiteten till 2 000 eller 1 950 kg/m³ minskar både töjningarna och spänningarna.

Alla resultat i tabell 10-22 ligger under de uppmätta värdena för brotttöjning och brottsgräns (i drag), vilket tyder på att kapselns integritet inte kommer att äventyras av sådana skjuvlaster.

Omvandling av buffertmaterialet till följd av cementering ger små effekter i skjuvanalyserna. I de skjuvberäkningar som gjordes för SR-Can /Börgesson och Hernelind 2006b/ antogs att en 8,75 cm tjock zon med buffertmaterial runt kapseln omvandlades till cementliknande material utan svälltryck, med en elasticitetsmodul som ökade med en faktor 100 och en skjuvhållfasthet som ökade med en faktor fem jämfört med det buffertmaterial som inte omvandlats. Trots den höga styvheten och hållfastheten var förändringen av inverkan på kapseln till följd av bergskjuvning ganska liten, med en plastisk töjning som ökade med en faktor 1,5. Denna beräkning avser mycket värre cementering än det fall som beskrivs i avsnitt 10.3.10. Eftersom resultatet visar på relativt liten inverkan har inga nya beräkningar gjorts för SR-Site. Den materialmodell som används för beräkning av resultat av bergskjuvning tar dessutom hänsyn till en potentiell ökning av hållfastheten, eftersom de värden för skjuvhållfasthet som används är ungefär 15 procent högre än de genomsnittliga uppmätta värdena.

Analys av insatsens skadetålighet

I det andra steget av skjuvanalysen avseende kapseln överförs de resulterande förskjutningarna från FEM-modelleringen av skjuvreaktionen till analysen av skadetålighet för att analysera initiering av spricktillväxt och stabil spricktillväxt. Analysen utfördes för fallet med den största inverkan på kapseln, dvs för skjuvning vinkelrätt mot kapselns axel och vid $\frac{3}{4}$ av höjden från botten, och för olika densitet på bentoniten. Fyra olika typer av sprickliknande defekter analyserades (halvcirkulära och halvelliptiska defekter, inre defekter och ytdefekter).

Enligt analyserna av skadetålighet är de största tillåtna djupen för sprickliknande ytdefekter med halvelliptisk form 4,5 mm, se tabell 10-23. Som förväntat ger ett större skjuvbelopp ett mindre tillåtet djup, medan en lägre buffertdensitet ökar det.

För andra typer av defekter är den tillåtna storleken större. För en ytdefekt med en halvcirkulär form är exempelvis det tillåtna djupet 8,2 mm (jämfört med 4,5 mm för en halvelliptisk form). Insatsen är mindre känslig för inre defekter, vilket gör att defekter som är större än 10 mm kan tillåtas.

Tabell 10-23. Tillåtna defektstorlekar för antagna ytsprickor med halvelliptisk form.

Buffertdensitet [kg/m ³]	Tillåtet djup [mm]		Tillåten längd [mm]	
	Skjuvbelopp 5 cm	Skjuvbelopp 10 cm	Skjuvbelopp 5 cm	Skjuvbelopp 10 cm
2 050	4,5	1,7	27,0	10,2
2 000	8,7	2,3	52,2	13,8
1 950	> 10	3,9	> 60	23,4

Betydelsen av det tillåtna djupet för defekter beror på möjligheterna att detektera defekterna i den oförstörande provningen (OFP) efter tillverkning. I analyserna av BWR-demonstrationsserien upptäcktes endast porositetsansamling i insatserna, medan inga sprickliknande defekter detekterades. Med nuvarande preliminära kontrollmetoder är gränsvärdet för detektering under den oförstörande provningen för sprickliknande defekter 2–3 mm för ytdefekter och 4–9 mm för inre defekter. Alla defekter för en skjuvning på 5 cm i tabell 10-23 är större än dessa gränser. Det är även värt att notera att för en bentonitdensitet på 2 000 kg/m³ är de tillåtna defekterna för en skjuvning på 10 cm större eller jämförbara med gränsvärdet, för detta fall med den största inverkan på kapseln. Det tyder på att för de flesta sprickorienteringar och angreppspunkter skulle inte ens en skjuvning på 10 cm utgöra något hot mot kapselns integritet. Notera även att buffertens härledda initialtillstånd innebär en högsta bentonitdensitet på 2 022 kg/m³ runt kapseln, se avsnitt 5.5.3. Det kan emellertid inte fastställas hur väl verkliga defekter orienterade i andra än radiella och tangentiella riktningar kan detekteras, eftersom inga anpassade kontrollmetoder har utvecklats. Som nämntes i avsnitt 5.4.3 förväntas, utgående från resultat och erfarenheter hittills, att sådana metoder kan införas i tillverknings- och provningsprocesserna. Se även återkopplingen till utveckling av kapseln i avsnitt 15.5.3.

Kombinerad isostatisk last och skjuvlast

Analyserna av kombinerad isostatisk last och skjuvlast utfördes med avseende på två händelseförlopp:

- Skjuvförskjutningar på 5 cm och 10 cm med en isostatisk last av 30 MPa från en befintlig inlandsis.
- Skjuvförskjutningar på 5 cm och 10 cm följt av en isostatisk last av 30 MPa. Detta fall analyserades med en förenklad modell (av konvergensskäl) där bufferten ersätts av motsvarande reaktionskrafter innan trycket på 30 MPa läggs på.

Resultaten sammanfattas schematiskt i tabell 10-24 för en skjuvning på 10 cm. Den axiella spänningen i insatsen minskar, och töjningarna minskar eller ökar bara något, jämfört med fallet med enbart skjuvlast. Fallet med enbart isostatisk last som beräknas med samma globala FEM-modell /Hernelind 2010/ ger inga plastiska töjningar i insatsen och Misesspänningar på 358 MPa, vilket är jämförbart med värdena i tabell 10-22. Den kombinerade lastens inverkan på kopparhöljet utgörs av töjningar som är något högre lokalt eller av små förändringar av de redan små töjningarna på global nivå (som anges av värdena för töjning mitt på höljet). Töjningen (den ekvivalenta kryptöjningen, CEEQ) i kopparhöljet till följd av enbart en isostatisk last är som högst mycket lokalt 16 procent, och ungefär 0,1 procent mitt på kapseln i höjded. Alla töjningsvärden bör jämföras med kraven på konstruktionsparametrarna för kopparkomponenterna, vilka anger en minsta brotttöjning på 40 procent och en minsta kryptuktilitet på 15 procent, och även med de ännu högre värden som uppnåtts för tillverkade kopparkomponenter, se **Produktionsrapporten för kapseln**.

Slutsatsen är därför som följer:

- En glacial belastning under en skjuvning ger inte allvarligare följder för kapseln än motsvarande fall utan isostatisk last. Eftersom slutsatsen i avsnittet ”Förutsättningar för skjuvlast till följd av jordskalv” ovan är att stora jordskalv inte kommer att inträffa i samband med höga isostatiska laster, betraktas detta fall dessutom som orealistiskt.
- En glacial last efter en skjuvning kan förväntas, eftersom flera glaciationer, enligt geologiska belägg, förväntas inom ett tidsperspektiv på en miljon år och därför har antagits i referensutvecklingen. Det är därför viktigt att notera att kapselns integritet inte äventyras av en skjuvrörelse på 5 cm följt av en glacial last av 30 MPa.

Tabell 10-24. Inverkan på kapselns insats och kopparhölje för kombinationer av skjuvlast (10 cm skjuvning) och isostatisk last. Inverkan jämfört med fallet med enbart skjuvning anges med pilar, ↑ och ↓, för ökning respektive minskning. Pilar inom parentes anger en liten inverkan.

Fall	Plastisk töjning insatsen	Axiell spänning insatsen	Lokal töjning kopparhöljet	Maximal töjning kopparhöljets mitt
Glacial last under skjuvning	↓	↓	(↑) 17 %	↓ 1,4 %
Skjuvning följd av glacial last	(↑)	↓	↑ 23 %	↑ 2,7 %
För jämförelse – enbart skjuvning			16 %	2,0 %

Kapselns överensstämmelse med konstruktionsförutsättningarna

Vad gäller hur väl konstruktionsförutsättningarna för skjuvrörelser vid kapseln uppfylls dras följande slutsatser i avsnitt 5.4.3.

- Hållfasthetsberäkningar av kapselns förmåga att motstå skjuvlast /Raiko et al. 2010/ verifierar att en kapsel med egenskaper som överensstämmer med specifikationen för referensutförningen motstår skjuvlaster enligt designunderlaget.
- Resultaten från kontroller av tillverkade kapselkomponenter visar att de angivna värdena för brottseghet och draghållfasthet i den tillverkade serien av insatser, liksom töjningen och kryptiliteten i kopparhöljet, överensstämmer med referensutförningen.
- Analysen av skadetålighet ger tillåtna defektstorlekar som ställer hårda krav på tillverkning och oförstörande provning (OFP) av insatsen. Baserat på resultaten och erfarenheterna så här långt förväntas det att dessa ytterligare krav kan realiseras i tillverkningen och provningsmetoderna för verifiering.

Det bör dessutom noteras att initialtillståndet för fallet med skjuvlast inte omfattar PWR-insatser eftersom typiska materialdata för analys av hållfasthet och skadetålighet ännu inte finns att tillgå. PWR-utförningen är emellertid robustare på grund av den större materialtjockleken i den gjutna insatsen.

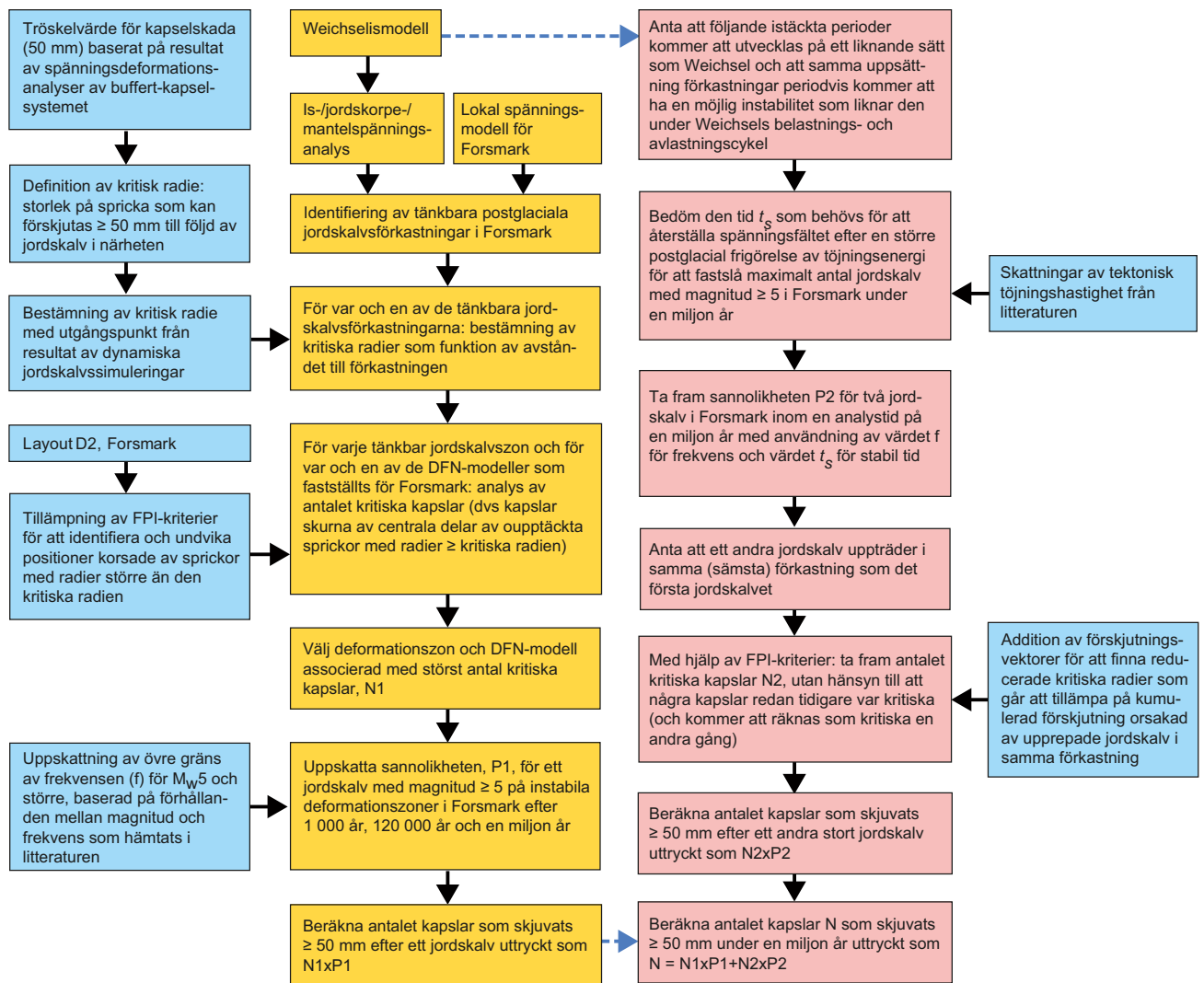
En ökning av bentonitens densitet, och därigenom dess styvhet, ger en mindre tillåten defektstorlek för insatsen, vilket kan ses i tabell 10-23. Den densitet som anges i konstruktionsförutsättningarna ($2\,050\text{ kg/m}^3$) är den övre gränsen för buffertdensiteten enligt konstruktionsförutsättningarna för bufferten. Som nämns ovan ger det härledda initialtillståndet för bufferten en högsta bentonitdensitet på $2\,022\text{ kg/m}^3$ runt kapseln, se avsnitt 5.5.3, vilket skulle öka marginalerna för inverkan på kapseln till följd av bergskjuvning.

De återopade analyserna av buffert-kapselnsystemets reaktion på en skjuvlast talar även för att om hänsyn skulle tas till hur buffertdensitet, sprickorientering och angreppspunkt på kapseln verkligen varierar, så skulle i många fall inte ens en skjuvrörelse på 10 cm innebära någon risk för kapselns integritet. Denna slutsats styrks ytterligare av det faktum att de kriterier som används för att utvärdera modelleringsresultaten avser lokala egenskaper; att dessa kriterier äventyras innebär i många fall inte att kopparhöljets integritet går förlorad.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

I figur 10-126 visas ett flödesschema som sammanfattar de relevanta stegen i arbetsflödet.

Den största osäkerheten, och den som är svårast att minska, gäller den förväntade frekvensen av jordskalv av olika storlek vid Forsmark. Litteraturen är sparsam och datatäckningen ofullständig både vad gäller tid och rum. De frekvenser som används i denna rapport underskattar emellertid i alla fall inte det antal förkastningar som entydigt betecknats som ”postglaciala”. Enligt /Lagerbäck och Sundh 2008/ var erosionseffekten av den senaste glaciationen, Weichselglaciationen, relativt begränsad och kan med största sannolikhet inte ha raderat ut kvarvarande spår av förkastningsbranter från tidigare glaciationer. De frekvenser som används här verkar följaktligen representativa för åtminstone den senaste glaciationscykeln. Framtida glaciationers omfattning, varaktighet och följder är okända, men förhållanden som motsvarar de under Weichselglaciationen antas, vilka gynnar reaktivering av förkastningar om tillräcklig töjning ackumuleras över tiden. Det antas även, med en pessimistisk ansats, att det största möjliga jordskalv som är förenligt med förkastningens storlek



Figur 10-126. Flödesschema som visar de olika steg som behövs för analysen av följder av jordskalv (figur 4-7 i *Processrapporten för geosfären*).

(area) verkligen inträffar i varje förkastning. Ett enda stort jordskalv i en förkastning ger mycket större dynamisk inverkan på sprickor i det omgivande berget än en serie mindre jordskalv som sammanlagt frigör samma mängd töjningsenergi. Även om osäkerheterna är stora har sammanfattningsvis antagandena systematiskt valts försiktigt eller pessimistiskt.

En annan stor osäkerhet avser egenskaperna hos deformationszonerna i Forsmark. Även om platsen har beskrivits noggrant, med detaljer avseende både geometri och egenskaper hos både deformationszoner och berggrunden däremellan, finns det inte tillräckligt med information, exempelvis avseende förkastningarnas hållfasthetsegenskaper, för att förutsäga deformationszonernas reaktion på en framtida deglaciation. Det finns inte heller tillräckligt detaljerad kunskap om själva processen. Trots att tecken på stora jordskalv saknas vid Forsmark /Lagerbäck et al. 2005, Lagerbäck och Sundh 2008/ antas pessimistiskt att de deformationszoner som används för denna analys verkligen kommer att reaktiveras seismiskt.

Det finns en stor osäkerhet avseende uppskattningen av töjningshastigheten. Töjningshastigheten bestämmer den tid som behövs för att bygga upp spänningar längs med förkastningar, och följaktligen spänningsavlastningstiden. Den senare bestämmer det antal på varandra följande jordskalv som kan uppstå i en förkastning inom det tidskede som studeras. Implicit antas att töjningshastigheten (och den maximala tryckspänningens orientering) förblir konstant under de kommande en miljon åren. Även om tidsperspektivet verkligen är mycket långt betraktas detta som ett rimligt antagande.

Flera på varandra följande jordskalv har i simuleringen av skärningar mellan kapsel och sprickor hanterats genom att den kritiska radien har satts till halva den kritiska radien för en enstaka händelse. Detta är en konsekvens av antagandet att den andra skjuvhändelsen som påverkar den aktuella sprickan inträffar enligt samma fördelning för skjuvbelopp som den föregående, och i samma riktning. Förutsättningarna för att detta ska inträffa är osannolika, men eftersom det i dag inte finns något annat sätt att kvantifiera nettoförskjutningen bedöms denna pessimistiska ansats vara lämplig. Det måste emellertid framhållas att antalet kritiska sprickor på grund av potenslagsfördelningen av sprickstorlekar ökar dramatiskt, vilket tenderar att ge en betydande överskattning av hur många kapselbrott som kan komma att inträffa. Dessutom tas ingen hänsyn till det faktum att skjuvhastigheten är proportionerlig mot skjuvbeloppet. I stället används samma skadekriterium på 50 mm för den totala påverkan från två små skjuvhändelser med låg hastighet som inträffar med tiotusentals års mellanrum, som för en stor skjuvhändelse med hög hastighet, vilket bidrar ytterligare till den pessimistiska ansatsen. Systemet som bildas av kapseln och bufferten är emellertid inte särskilt känsligt för skjuvhastigheten.

Antalet kritiska deponeringspositioner påverkas av sprickmodellen för förvarsplatsen i Forsmark /Fox et al. 2007/. Osäkerheterna i modellerna behandlas grundligt i **Datarapporten** och det fullständiga resonemanget upprepas inte här. Kort sagt förs alla varianter av DFN-modellerna vidare genom samtliga steg i denna analys för att täcka in hela den vidd av osäkerhet som är ett resultat av osäkerheterna i modellerna.

Slutligen finns en osäkerhet med avseende på skadekriteriet på 50 mm. Bara vissa geometrier för hur en spricka skär en kapsel ger i själva verket skador vid 50 mm. Andra skärningsgeometrier kräver större förskjutningar för att orsaka skada. Dessutom utgörs kriteriet för kapselbrott av den tillåtna defektstorleken för ytdefekter i insatsen. Penetrering av kopparhöljet antas ske i samma ögonblick som kriteriet överskrids. Töjningarna i kopparhöljet är låga (med undantag för modellsingulariteter) jämfört med kraven på kopparmaterialets duktilitet, även om osäkerheter som uppstår på grund av en koppartjocklek som är något mindre än 50 mm inte utvärderas. Eftersom effekterna av olika skärningsgeometrier har varit svåra att kvantifiera och få fram genom modellering och försök avseende skjuvning över kapsel-bentonitpaketet, har det pessimistiskt antagits att alla kapslar som utsätts för en förskjutning av mer än 50 mm bör betraktas som skadade, oavsett skärningsgeometrin.

Sammanfattningsvis kan stora jordskalv vid Forsmark inte uteslutas inom något av säkerhetsanalysens tidsskeden. Följderna av jordskalv, uttryckt som det antal kapslar som antas utsättas för skjuvning på 50 mm eller mer, har här kvantifierats med hjälp av en mängd uppskattningar av jordskalvsfrekvenser, platsbeskrivningen för Forsmark och tillämpning av kriterier för att sovra deponeringshåll. Genom att använda ett antal numeriska simuleringar kunde potentiellt instabila deformationszoner identifieras, kritiska radier för sprickor i berget beräknas liksom det genomsnittliga antalet kapslar i kritiska positioner. Slutligen beräknades det antal kapslar som kan utsättas för en skjuvning på mer än 50 mm under analysens olika tidsskeden.

Mellan $9,3 \cdot 10^{-6}$ och $2,2 \cdot 10^{-5}$ kapslar kan utsättas för skjuvning på 50 mm eller mer till följd av jordskalv inom tidsskedet tusen år. Under en glaciationscykel uppskattas det att mellan $8,3 \cdot 10^{-4}$ och $5,7 \cdot 10^{-3}$ kapslar kan gå sönder. För tidsskedet en miljon år antas att högst två seismiska händelser inträffar. Med den mest pessimistiska ansatsen för att ta hänsyn till de kombinerade effekterna av båda händelserna uppskattas att mellan $8,3 \cdot 10^{-3}$ och $7,9 \cdot 10^{-2}$ kapslar kan utsättas för en skjuvning på 50 mm eller mer. Eftersom dessa förväntade antal skjuvade kapslar är väsentligt mindre än ett, kan de tolkas som sannolikheten för att det förekommer en eller flera kapselbrott vid slutet av den angivna analysperioden. Detta ämne behandlas utförligare i analysen av scenariot för ”Kapselbrott till följd av skjuvlast” i avsnitt 12.8.

10.4.6 Hydrogeologisk utveckling

Den starkaste drivkraften för grundvattenflöde på förvarsdjup under perioder med periglaciala (permafrost) och glaciala klimatförhållanden är den hydrauliska tryckgradient som skapas av inlandsisen. De förväntade effekterna av denna gradient som har betydelse för den långsiktiga säkerheten är relaterade till grundvattenkemin, grundvattenflödet på förvarsdjupet, den advektiva gångtiden och det flödesrelaterade transportmotståndet. För att fastställa omfattningen av dessa effekter har simuleringar av grundvattenflödet, som baseras på de hydrogeologiska modeller vilka utvecklats som en del av **Platsbeskrivning Forsmark**, utförts av /Vidstrand et al. 2010, Joyce et al. 2010/. Det övergripande syftet med dessa simuleringar är att analysera effekterna av periglaciala och glaciala klimatförhållanden på platsrelaterade hydrogeokemiska och hydrogeologiska förhållanden sedan förvaret återfyllts, dvs säkerhetsfunktionerna R1 och R2 i figur 10-2.

Metodik

Som tidigare beskrivits i avsnitt 10.3.6 beaktar grundvattenflödesmodelleringen av de tempererade klimatförhållandena, som utförts av /Joyce et al. 2010/, utvecklingen mellan 8000 f Kr och 12 000 e Kr. Upplägget för modelleringen följer i hög grad specifikationerna för den modellering av grundvattenflödet som gjordes i SDM-Site, vilken i sin tur behandlade utvecklingen mellan 8000 f Kr och 2000 e Kr, en tidsperiod som kallas Holocen.

Vid en jämförelse är den modellering av grundvattenflödet under periglaciala och glaciala klimatförhållanden som utförts av /Vidstrand et al. 2010/ mindre specifik med avseende på simulerad tid, även om flödesmodelleringen som sådan inbegriper periglaciala och glaciala klimatförhållanden under en tidsperiod av ungefär 19 000 år. Det finns alltså inte någon särskild starttidpunkt förknippad med de flödessimuleringar som utförts för att representera periglaciala och glaciala klimatförhållanden. Dessutom är det värt att notera att /Vidstrand et al. 2010/ fokuserar på att studera effekterna av ett antal gränssättande hydrauliska antaganden snarare än att sträva efter realism i varje detalj (några av platsens egenskaper med särskild relevans för glaciala förhållanden, liksom de glaciala förhållandena i sig, är osäkra). Även om några av de studerade antagandena skapar alltför pessimistiska förutsättningar för flödessimuleringarna, i jämförelse med den referensutveckling som presenteras i avsnitt 4.5 i **Klimatrapporten**, är de användbara för säkerhetsanalystillämpningar eftersom de gränssätter de berörda osäkerheterna.

Baserat på den referensklimateutveckling som beskrivs i **Klimatrapporten** delas flödesmodelleringen i /Vidstrand et al. 2010/ in i tre stadier vilka benämns pre-LGM²², LGM och post-LGM. Under pre-LGM stadiet växer inlandsisen och isfronten rör sig framåt över förvarsplatsen (rycker fram). Under LGM-stadiet är modelldomänen fullständigt täckt av is under tusentals år. Under post-LGM stadiet smälter inlandsisen och isfronten rör sig bakåt över förvarsplatsen (drar sig tillbaka). Följaktligen innebär de tre stadierna ett transient övre randvillkor för flödesmodelleringen.

Det är värt att notera att förvaret som sådant inte är explicit inkluderat i den flödesmodellering som utförts av /Vidstrand et al. 2010/. Den inverkan som de återfyllda tunnarnas hydrauliska egenskaper har på resultaten under perioder med glaciala klimatförhållanden beaktas emellertid genom att simuleringsresultaten från /Vidstrand et al. 2010/ exporteras för att användas som indata (randvillkor) i den grundvattenflödesmodellering som utförts av /Joyce et al. 2010/. Resultaten från simuleringarna presenteras nedan.

Sammanfattningsvis beaktas följande hydrauliska förhållanden (antaganden) i den modellering av grundvattenflöden som utförts av /Vidstrand et al. 2010/.

- **Pre-LGM stadiet.** Två olika azimutriktningar för inlandsisens rörelse (tillväxt från nordväst respektive från norr); tre typer av periglaciala förhållanden (ingen permafrost, permafrost framför isfronten och permafrost framför isfronten såväl som under isfrontens yttersta spets); två typer av permeabilitetsförhållanden (ostörda förhållanden, dvs dagens förhållanden som de definieras i **Platsbeskrivning Forsmark**, och störda förhållanden, dvs ökad permeabilitet till följd av hydromekaniska deformationer).
- **LGM-stadiet.** Modelldomänen är i sin helhet täckt av en tjock inlandsis under ungefär 17 000 år.
- **Post-LGM stadiet.** En azimutriktning för inlandsisens rörelse (avsmältning från sydost); vattentäckta markförhållanden framför isfronten; ostörda permeabilitetsförhållanden.

De olika simuleringar som /Vidstrand et al. 2010/ genomfört kan indelas enligt tabell 10-25.

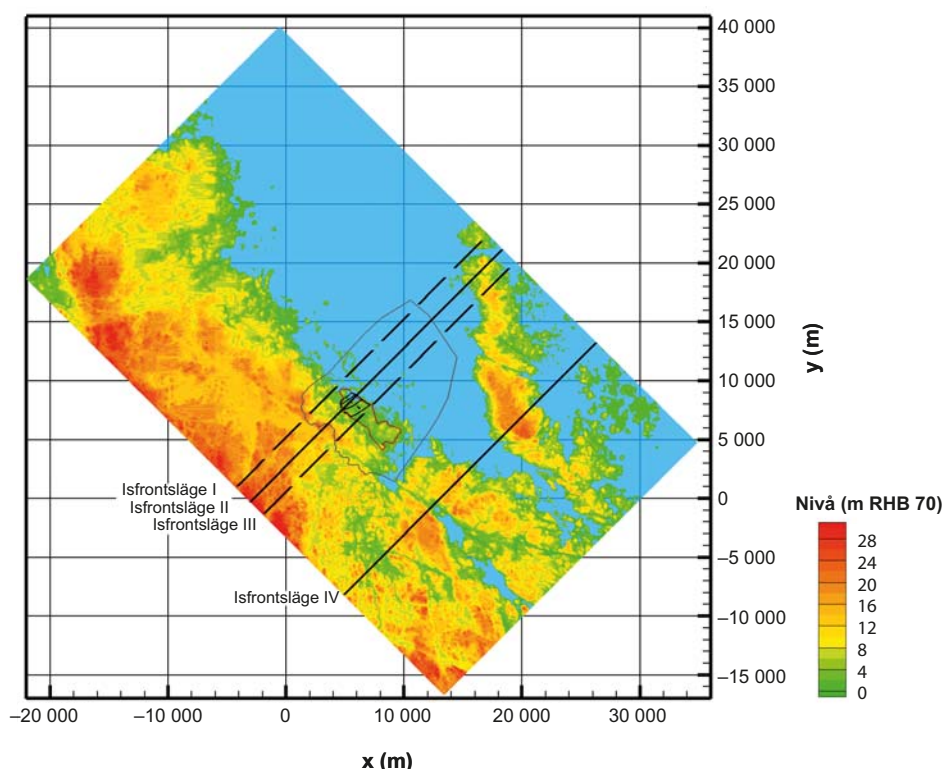
Figur 10-127 visar en karta över topografien där flödesmodelldomänen är orienterad i riktning NV-SO. Alla strukturella och hydrauliska egenskaper hos modelldomänen specificeras i /Vidstrand et al. 2010/. Inom den volym av berggrunden som hyser förvaret, skapas en DFN-realiseringsmodell. DFN-realiseringsmodellen omvandlas till en ekvivalent kontinuerligt poröst medium (ECPM) approximation med hjälp av den uppskalningsmetodik som tillämpas i DarcyTools /Svensson et al. 2010/. Utanför DFN-realiseringsmodellens område används en kontinuerligt poröst medium (CPM) approximation.

Resultaten av flödessimuleringarna rapporteras för fyra isfrontslägen som betecknas IFL I–IV, se figur 10-127, och fem mätplatser som betecknas ML 1-5, se figur 10-128. IFL II motsvarar en situation där isfronten ligger rakt ovanför förvaret; ML 2 motsvarar ett läge i mitten av förvarslayouten.

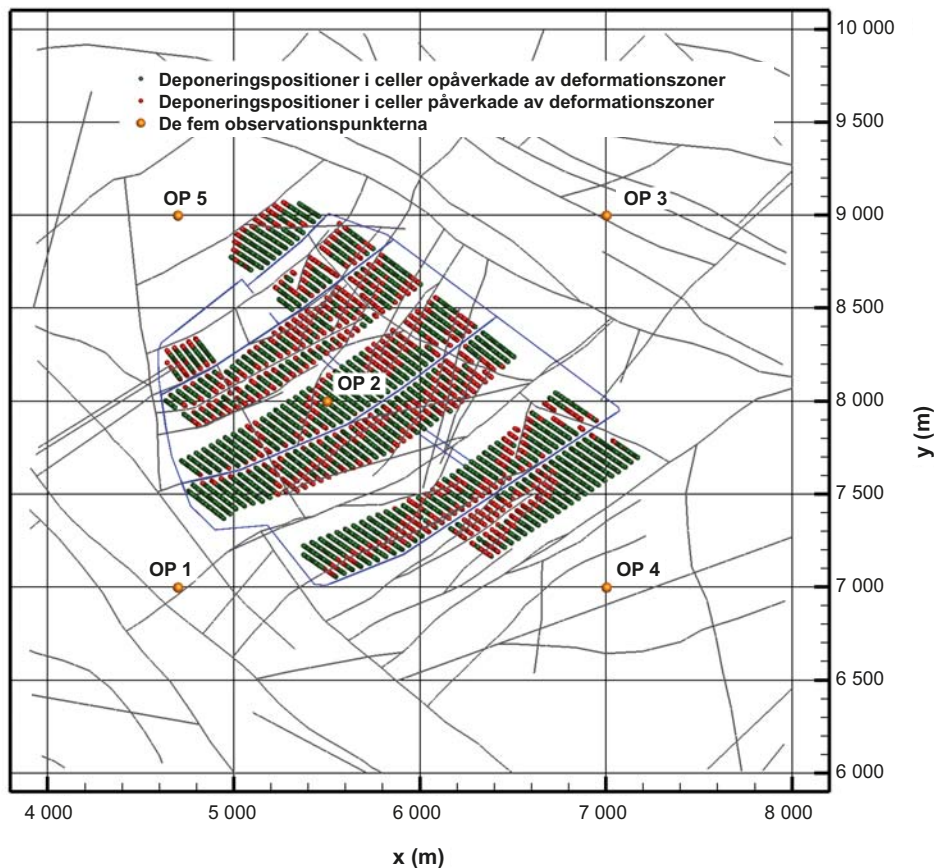
²² LGM är en standardakronym som används för att beteckna maximum för den senaste nedisningen (Weichsel), jämför med **Klimatrapporten**.

Tabell 10-25. Översikt av flödessimuleringar utförda av /Vidstrand et al. 2010/. Huvudscenarierna, A och B, delas in i fem fall (a)–(e). Punkterna anger de särskilda förhållanden som modelleras för varje beaktat fall. Fall (a) utgör basfallet i /Vidstrand et al. 2010/.

A. Glaciala förhållanden utan permafrost	
Pre-LGM stadiet	LGM-stadiet
• Isrörelse från nordväst.	• Hela modelldomänen ligger under en inlandsis.
(a) Ingen permafrost framför isfronten.	Ostörda permeabilitetsförhållanden.
Ostörda permeabilitetsförhållanden.	Post-LGM stadiet
	• Vattentäckta förhållanden i det isfria området.
	Ostörda permeabilitetsförhållanden.
Varianter	
Pre-LGM stadiet	LGM-stadiet och Post-LGM stadiet
(b) • Som i (a) men inlandsisen rör sig från norr.	• –
(c) • Som i (a) men störda permeabilitetsförhållanden.	
B. Glaciala förhållanden med permafrost	
Pre-LGM stadiet	LGM-stadiet och Post-LGM stadiet
(d) • Isrörelse från nordväst.	• –
Permafrost framför isfronten såväl som 2 km in under isfrontens spets (tunga).	
Ostörda permeabilitetsförhållanden.	
Varianter	
Pre-LGM stadiet.	LGM-stadiet och Post-LGM stadiet
(e) • Som i (d) men ingen permafrosttunga.	• –



Figur 10-127. Karta som visar dagens topografi vid Forsmark och var isfrontslägena IFL I–IV befinner sig för den NV-SO orienterade flödesmodelldomän som studerats av /Vidstrand et al. 2010/. Den stora polygonen i mitten visar den modelldomän som användes för modellering av grundvattenflöden i SDM-Site. Den lilla polygonen inuti den stora polygonen visar kandidatområdet för platsundersökningarna. Förvarsområdet ligger i den nordvästra delen av den lilla polygonen. Y-axeln pekar mot norr.



Figur 10-128. Plan vy över förvarslayouten vid ett djup på 465 m (de blå linjerna representerar större tunnlar). Förvaret innehåller 6 916 deponeringspositioner. Dessa har färgats efter sitt strukturella läge, dvs ifall cellen i beräkningsnätet i DarcyTools skärs av en deformationszon (HCD) eller befinner sig helt inuti bergmassevolymerna mellan deformationszonerna (HRD). (Deformationszonerna visas som grå linjer. Det är värt att notera att tunnlar och deponeringshål inte ingår i modellen, utan bara visas i figuren för sammanhangets skull.) Den simulerade utvecklingen av Darcyflödena och salthalterna beräknas vid fem mätplatser som betecknas ML 1–5. Y-axeln pekar mot norr.

Förutom IFL I–IV hänvisar flödesmodelleringen till två ytterligare isfrontslägen, IFL 0 och IFL V. Dessa två isfrontslägen är båda belägna utanför den modelldomän som visas i figur 10-127. IFL 0 är helt enkelt startläget för den tillväxande isfronten och IFL V är startläget för den avsmältande isfronten. Sammanfattningsvis börjar den framryckande isfronten vid IFL 0 och passerar IFL I–IV på sin väg till IFL V. Vid IFL V stannar den upp och återvänder tillbaka till IFL 0. Begreppsmässigt representerar IFL 0 de tempererade (initiala) förhållandena någon gång i framtiden (följaktligen inte 2000 e Kr), medan IFL V sammanfaller begreppsmässigt med LGM.

Utdata från flödessimuleringarna som utförts av /Vidstrand et al. 2010/ är trycket (p [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$]), Darcyflödet (q [LT^{-1}]) och salthalten (C [MM^{-1}]) vid förvarsdjupet, dvs vid ML 1–5 för IFL I–IV. Flödessimuleringarna åtföljs av simuleringar med partikelspårning. Det potentiella förvar som beaktas för modellering innehåller 6 916 deponeringspositioner. En partikel släpps från varje deponeringsposition när isfronten nått läge II och IV under simuleringarna av pre-LGM stadiet. Alla partiklar spåras såväl bakåt som framåt som ett sätt att identifiera deras inströmnings- respektive utströmningsplatser. Det är värt att notera att Darcyflödena inte förändras i tiden under partikelspårningen vilket utgör en förenkling eftersom randvillkoren vid markytan ändras med läget för den framryckande/tillbakadragande isfronten. Utdata från partikelspårningen är flödesvägens längd (L [L]), advektiv gångtid (t_w [T]) och det flödesrelaterade transportmotståndet (F [TL^{-1}]).

Som redan har omnämnts så exporteras tryck- och densitetsfälten som beräknas av /Vidstrand et al. 2010/ till flödesmodelleringen som utförs av /Joyce et al. 2010/ eftersom förvarslayouten och den skadade zonen (EDZ) inte är explicit medtagna i flödesmodelleringen som utförts av /Vidstrand et al.

2010/. Därför används den flödesmodell som presenteras i /Joyce et al. 2010/ för att också beräkna resultat under glaciala klimatförhållanden. Dessa resultat används som indata till beräkningarna av radionuklidtransport i fjärrområdet, se kapitel 13. Resultaten för grundvattenflödet används också som indata för analyserna av buffererosion och korrosion (se avsnitt 10.4.8 och 10.4.9). I modellen i förvarsskala som /Joyce et al. 2010/ tagit fram bakåtpåras också partiklar från deponeringspositionerna för att på så vis bedöma inströmningsvägar. Partikelvägarna överförs till modellen i platskala på samma sätt som för utströmningsvägarna. Genom att använda inströmningsvägarna och en analytiskt baserad lösning för transporten av lösta ämnen görs en analys av potentialen för nedträngning av utspädda vatten till förvarsdjup /Joyce et al. 2010, bilaga G/.

Slutligen exporteras resultaten som beräknats av /Vidstrand et al. 2010/ (salthalter i sprickvatten och bergmatrisens porvatten, flödesvägars längd, advektiva transporttider och flödesrelaterat transportmotstånd för partiklar som förflyttar sig från ytan till förvarsdjup) till den hydrogeokemiska modellering som /Salas et al. 2010/ och /Sidborn et al. 2010/ genomfört för att studera kemiska processer under periglaciala och glaciala klimatförhållanden, särskilt förbrukningen av löst syre i inströmmade vatten som potentiellt kan nå förvarsdjup, se avsnitt 10.4.7.

Utförda analyser och användning inom SR-Site

Nedan listas de olika fall med betydelse för perioderna med periglaciala och glaciala klimatförhållanden som /Vidstrand et al. 2010/ tagit fram. Dessutom inkluderas de beräkningar av /Joyce et al. 2010/ som använder sig av randvillkor från de glaciala modellerna. När de resultat som varje enskilt fall ger upphov till används inom de följande analyserna i SR-Site anges detta.

- **Hydrogeologisk utveckling.** I /Vidstrand et al. 2010/ utgör den hydrogeologiska utvecklingen i fallet utan permafrost framför en framryckande isfront ett basfall för ett antal andra modeller (variantfall). Sålunda rapporteras resultat som rör den hydrogeologiska utvecklingen för den simulerade perioden (IFL 0 → IFL V → IFL 0) för ett antal olika fall, däribland ett fall med permafrost framför en framryckande isfront, se nedan. Det är värt att notera att grundvattenkemin i alla dessa flödesmodeller representeras av enbart salthalten och att resultaten av den simulerade hydrogeokemiska utvecklingen diskuteras i avsnitt 10.4.7.
- **In- och utströmningsplatser i biosfären.** In- och utströmningsplatserna identifieras genom att partikelspårning i båda riktningarna används, med startpunkt i koordinater som representerar deponeringspositionerna inom förvarsområdet. Partikelspårning utförs i stationära hastighetsfält, vilka representerar olika isfrontslägen i förhållande till förvarsplatsen. Här presenteras ett flertal fall, inklusive det med en inlandsis med permafrost, på ett sätt som motsvarar den hydrogeologiska utvecklingen ovan. De prestandamått som diskuteras nedan är relaterade till dessa deponeringspositioner och tillhörande partikelspår. Resultaten som rör utströmningsplatser i biosfären används för dosberäkningar i biosfären.
- **Prestandamått.** Prestandamåtten är Darcyflöde (q), advektiv gångtid (t_w) och flödesrelaterat transportmotstånd (F). Den advektiva gångtiden och det flödesrelaterade transportmotståndet beräknas både för flödenas in- och utströmningsvägar i modellen i superregional skala. Dessutom beräknas prestandamått från den kombinerade modellen i förvars- och platskala där en explicit representation av förvarsstrukturerna ingår. Detta uppnås genom att tillämpa randvillkor från modellen i superregional skala /Joyce et al. 2010/. Dessa resultat används i beräkningarna av radionuklidtransport, se kapitel 13.
- **Nedträngning av glacialt smältvatten.** Inströmningen av glacialt smältvatten innebär en gradvis utspädning av det ursprungligen saltare vattnet. Eftersom ett påtagligt utspätt vatten på förvarsdjup reducerar buffertens och återfyllningens stabilitet är det av intresse att bedöma vilka möjligheter utspätt vatten har att nå förvarsdjup då de hydrogeologiska flödes- och transportförhållandena beaktas. Detta sker genom att de flödesrelaterade transportegenskaper som ges av flödesmodellerna i förvars- och platskala som beskrivs ovan används tillsammans med analytiska uppskattningar. Resultaten används i avsnitt 10.4.7.
- **EDZ och crown space.** I samband med att glaciala randvillkor tillämpas i modellerna i förvars- respektive platskala, vilka inkluderar en explicit representation av förvaret, utförs en analys av modifierade egenskaper hos den skadade zonen (EDZ). Det utförs också en analys av hur vattenflödet påverkas om ett utrymme nära taket i tunnlarna (crown space) uppkommer. Utrymmet uppkommer om återfyllningsmaterialet packas samman. Dessa resultat används vid beräkningar av radionuklidtransport, se kapitel 13.

- **Platsrelaterade varianter.** Några av platsens egenskaper med särskild relevans för glaciala förhållanden, liksom de glaciala förhållandena i sig, är osäkra. Inverkan av alternativa parameteriseringar som har att göra med dessa frågor utvärderas för att avgöra hur viktiga de är. Till exempel ändras transmissiviteten för alla deformationszoner och sprickor som går mot nordväst baserat på resultaten från den bergmekaniska modellering som genomförts för SR-Site /Hökmark et al. 2010, Lönnqvist och Hökmark 2010/.
- **Glaciala förhållanden med permafrost.** Referensutvecklingen i **Klimatrapporten** kännetecknas av permafrostförhållanden framför en framryckande isfront. Samma uppsättning analyser som utförts för fallet utan permafrost framför en framryckande isfront upprepas för detta fall. De viktigaste skillnaderna belyses. Det är värt att notera att randvillkor för detta fall inte kan exporteras till modellerna i förvars- och platsskala från /Joyce et al. 2010/ eftersom de hydrauliska egenskaperna hos geosfären modifieras till följd av förekomsten av permafrost. Det är värt att lägga märke till att den hydrogeologiska utvecklingen samt in- och utströmningsplatserna för detta fall kommenteras ovan under de specifika punkter som behandlar dessa två frågor. Andra aspekter av detta fall behandlas under den här punkten.
- **Jämförelse av Darcyflödet vid olika tidpunkter under glaciation och deglaciation.** Det görs diverse modellförenklingar i /Vidstrand et al. 2010/ och /Joyce et al. 2010/ som inte överensstämmer helt med den förväntade referensutveckling som beskrivs i **Klimatrapporten**. För att komma fram till en förståelse av utvecklingen av grundvattenflödet för en framåtryckande och tillbakadragande isfront presenteras och exemplifieras metoder för att kombinera alla simulerade ”klimathändelser” (tillstånd). Målet är att finna rimliga förenklingar av Darcyflödets komplexa tidsutveckling för senare användning i beräkningar av radionuklidtransport inom säkerhetsanalysen.

Hydrogeologisk utveckling

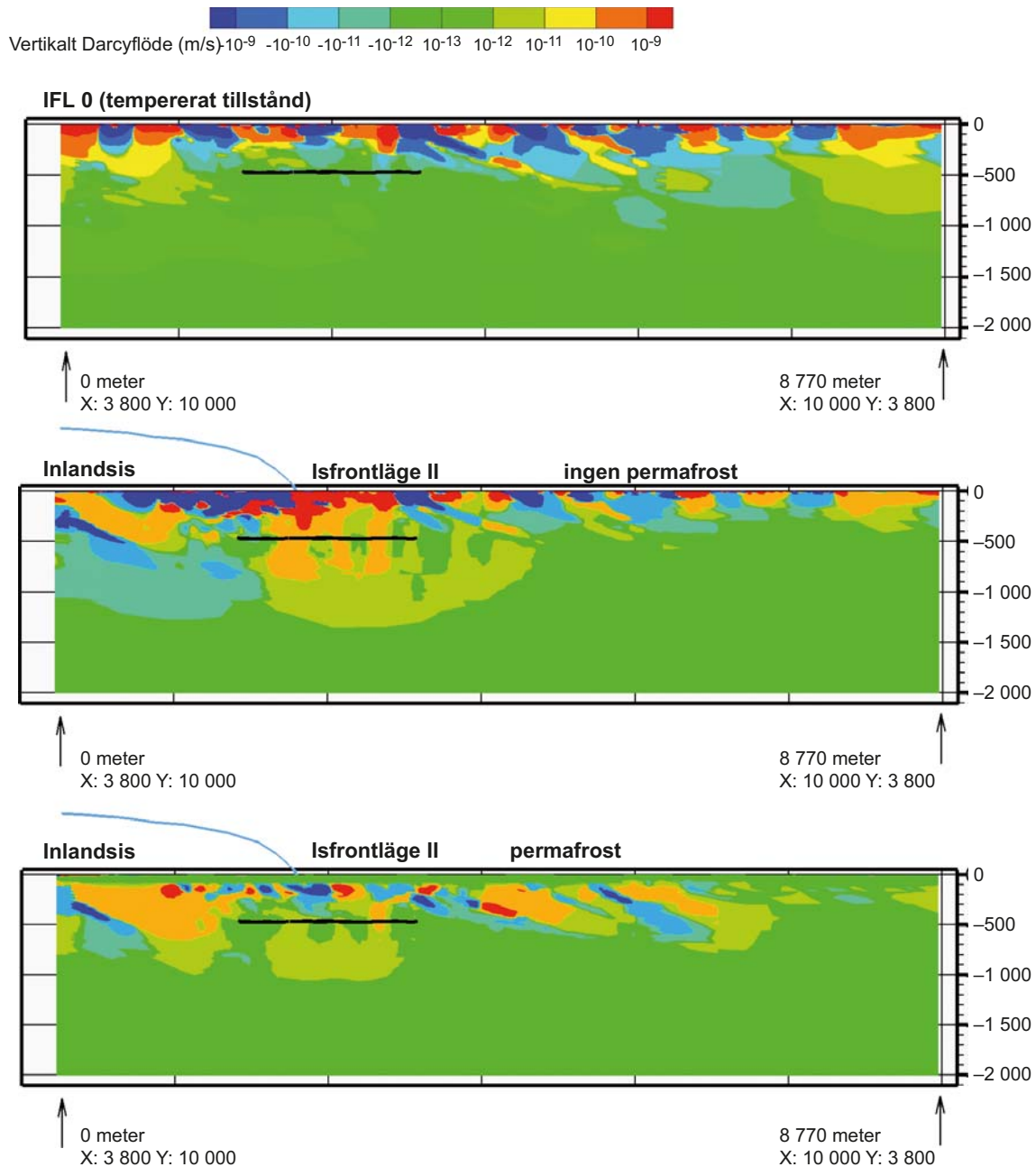
Figur 10-129 visar Darcyflöden för ett vertikalt tvärsnitt i riktning NV-SO genom det potentiella förvarsområdet. Tre fall visas. Det översta tvärsnittet representerar tempererade förhållanden (IFL 0). Det mittersta tvärsnittet representerar en framryckande isfront vid IFL II utan permafrost i det periglaciala området. Det understa tvärsnittet representerar en framryckande isfront vid IFL II med permafrostförhållanden i det periglaciala området.

Figur 10-130 visar salthaltsfältet för ett vertikalt tvärsnitt i riktning NV-SO genom det potentiella förvarsområdet. Tre fall visas. Det översta tvärsnittet representerar tempererade förhållanden (IFL 0). Det mittersta tvärsnittet representerar en framryckande isfront vid IFL II utan permafrost i det periglaciala området. Det understa tvärsnittet representerar en framryckande isfront vid IFL II med permafrostförhållanden i det periglaciala området. Figur 10-131 visar samma salthaltsfält men för ett horisontalplan som placerats genom den utvalda volymen på nivån -465 m.

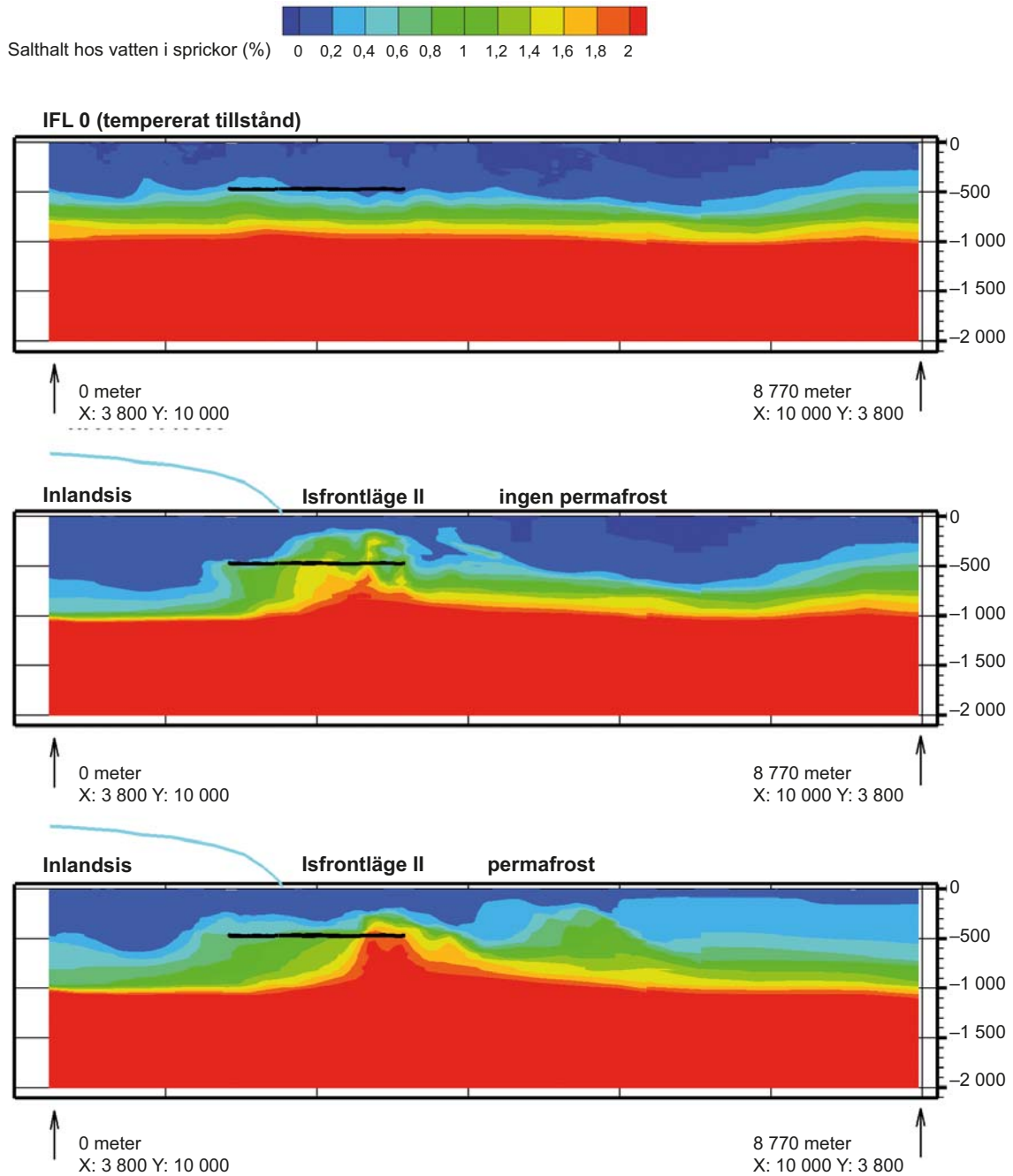
Sammanfattningsvis visar figurerna 10-129 och 10-130 att det hydrauliska trycket vid inlandsisens botten påverkar de initialt tempererade förhållandena och får det glaciala smältvattnet att strömma in och skölja ur den advektiva delen av flödessystemet. Det saltare vattnet i sprickorna trycks framåt och uppåt (uppträngning). Skälet till den höga salthalten nära markytan är att permafrosten hindrar utströmning genom den övre randen (jämför med den nedersta bilden i figur 10-129) utom där det finns talikar (ofrusen mark).

Förändringarna i Darcyflöde och salthalt i sprickvatten under den simulerade perioden (IFL 0 → IFL V → IFL 0) monitoreras vid de fem mätplatserna ML 1–5 och uttrycks som kvoter i förhållande till motsvarande initiala tempererade värden, se figurerna 10-132 och 10-134. Det bör igen noteras att begreppet tempererad i /Vidstrand et al. 2010/ inte ska uppfattas som 2000 e Kr utan snarare som ett förhållande i framtiden när isfronten befinner sig nära men fortfarande utanför flödesmodellens domän, dvs IFL 0.

Figur 10-132 visar att Darcyflödet ökar markant under isfrontens två passager. Det omedelbara omslaget till låga och konstanta värden vid inledningen av perioden med total istäckning är en artefakt av den ögonblickliga ändringen av isgradienten vid samma tidpunkt. I verkligheten förväntas en gradvis övergång. För det glaciala fallet med permafrost erhålls något annorlunda former på kurvorna under isens framryckning, se figur 10-133. Under de resterande delarna av cykeln är emellertid kurvorna identiska med dem som visas i figur 10-132, eftersom det inte förekommer någon permafrost under dessa perioder.



Figur 10-129. Överst: Darcyflöde under tempererade förhållanden som åskådliggörs i ett tvärsnitt parallellt med inlandsisens rörelseriktning under nedisning. Bilderna i mitten och underst visar Darcyflödena när isfronten är vid IFL II för det glaciala fallet utan permafrost (mitten) och för det glaciala fallet med permafrost (underst). Negativa värden representerar nedåtriktade flöden. Inlandsisprofilens position illustreras med en blå kurva.

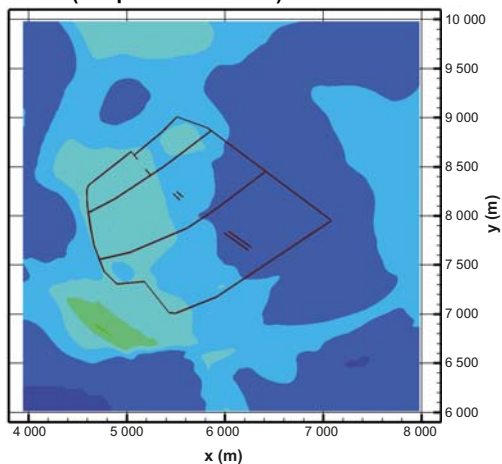


Figur 10-130. Överst: Salthalt i (advektivt) sprickvatten under tempererade förhållanden som åskådliggörs i ett tvärsnitt parallellt med inlandsisens rörelseriktning under nedisning. Bilderna i mitten och underst visar sprickvattnets salthalt när isfronten är vid IFL II för det glaciala fallet utan permafrost (mitten) och för det glaciala fallet med permafrost (underst). Inlandsisprofilens position illustreras med en blå kurva.

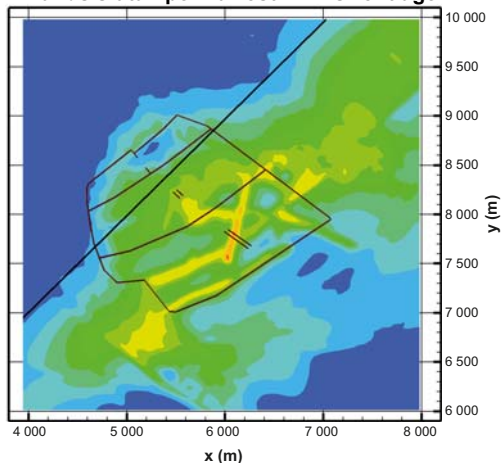
Salthalt hos vatten i sprickor (%)



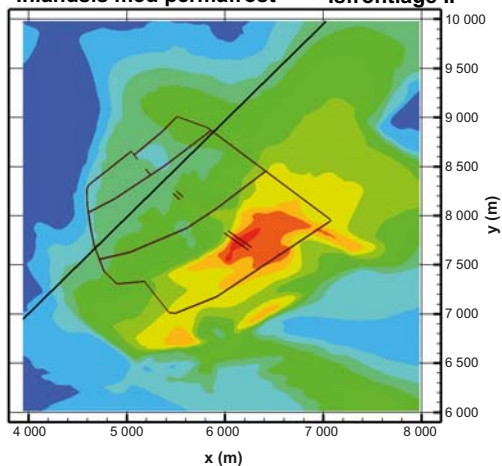
IFL 0 (tempererat tillstånd)



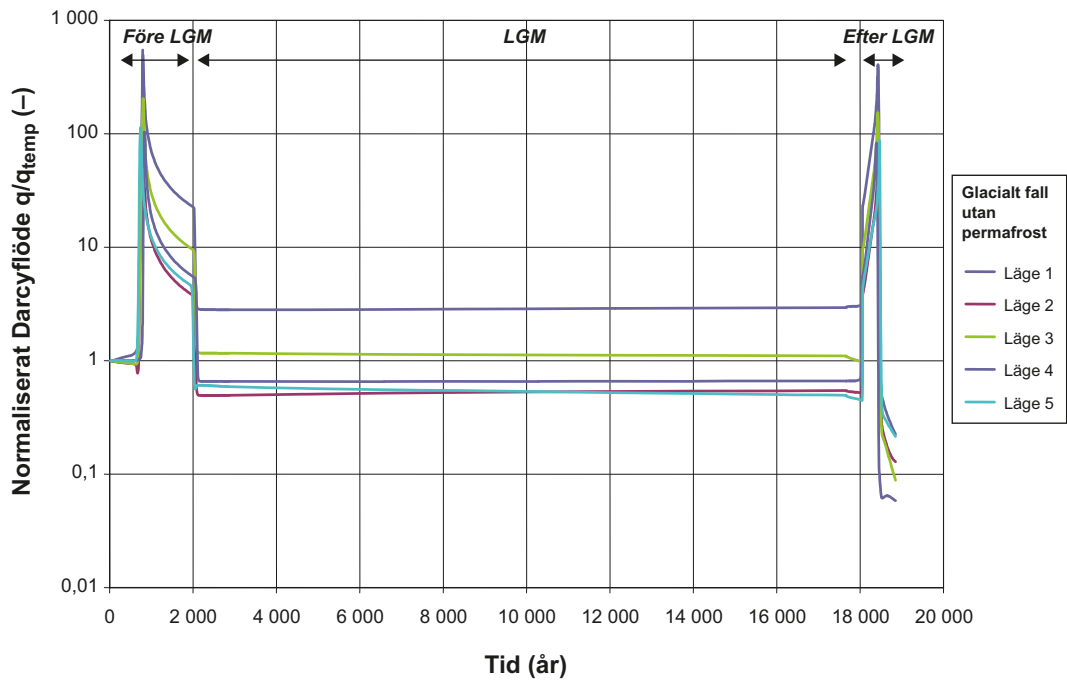
Inlandsis utan permafrost Isfrontläge II



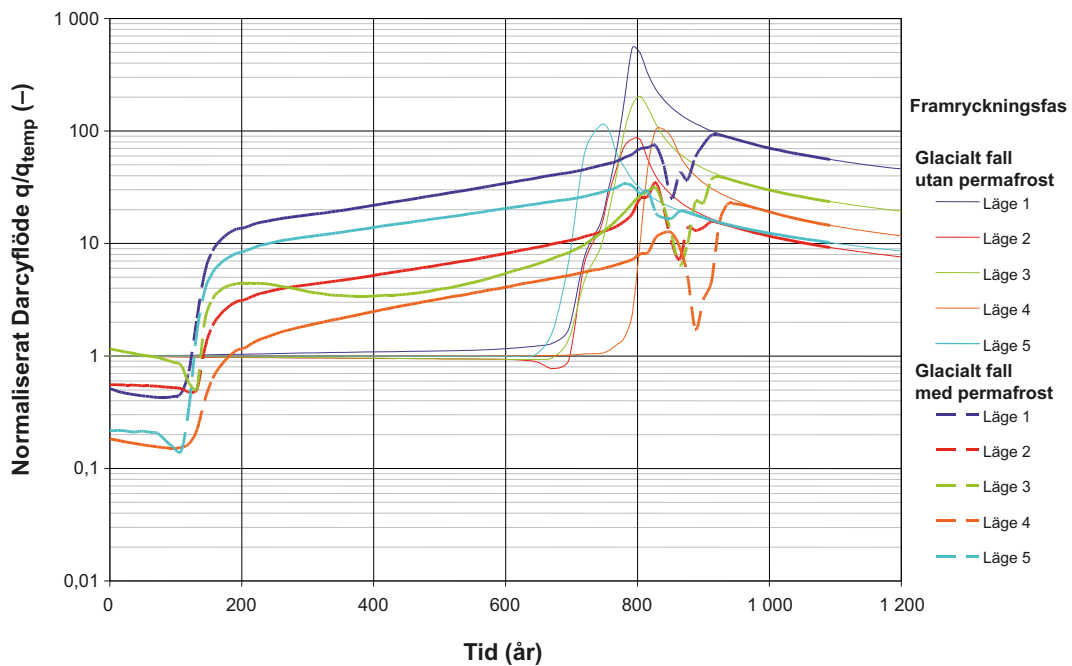
Inlandsis med permafrost Isfrontläge II



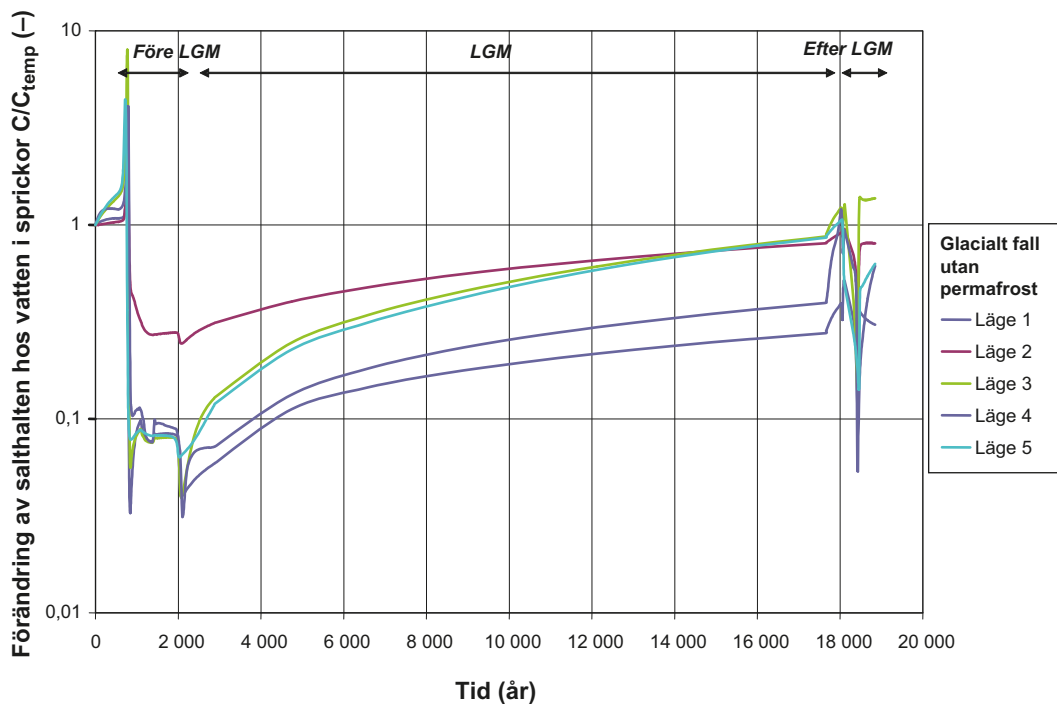
Figur 10-131. Överst: Salthalt i (advektivt) sprickvattnet under tempererade förhållanden som åskådliggörs i ett horisontalt plan på ett djup av 465 m. Bilderna i mitten och underst visar salthalten i sprickvattnet när isfronten är vid IFL II för det glaciala fallet utan permafrost (mitten) och för det glaciala fallet med permafrost (underst). De svarta tunna linjerna representerar förvarets stam- och transporttunnlar.



Figur 10-132. Diagram som visar förändringen i det normaliserade Darcyflödet, (q/q_{temp}), vid ML 1–5 under ungefär 19 000 år för det glaciala fallet utan permafrost. ML 1 ligger nära en brant stupande deformationszon.



Figur 10-133. Närbild som visar förändringen i det normaliserade Darcyflödet, (q/q_{temp}), vid ML 1–5 under nedisning (pre-LGM). Förutom det glaciala fallet med permafrost (heldragna linjer) visas utvecklingen av det glaciala fallet utan permafrost (streckade linjer). Bortom $t = 1\ 000$ år är de två fallen lika.



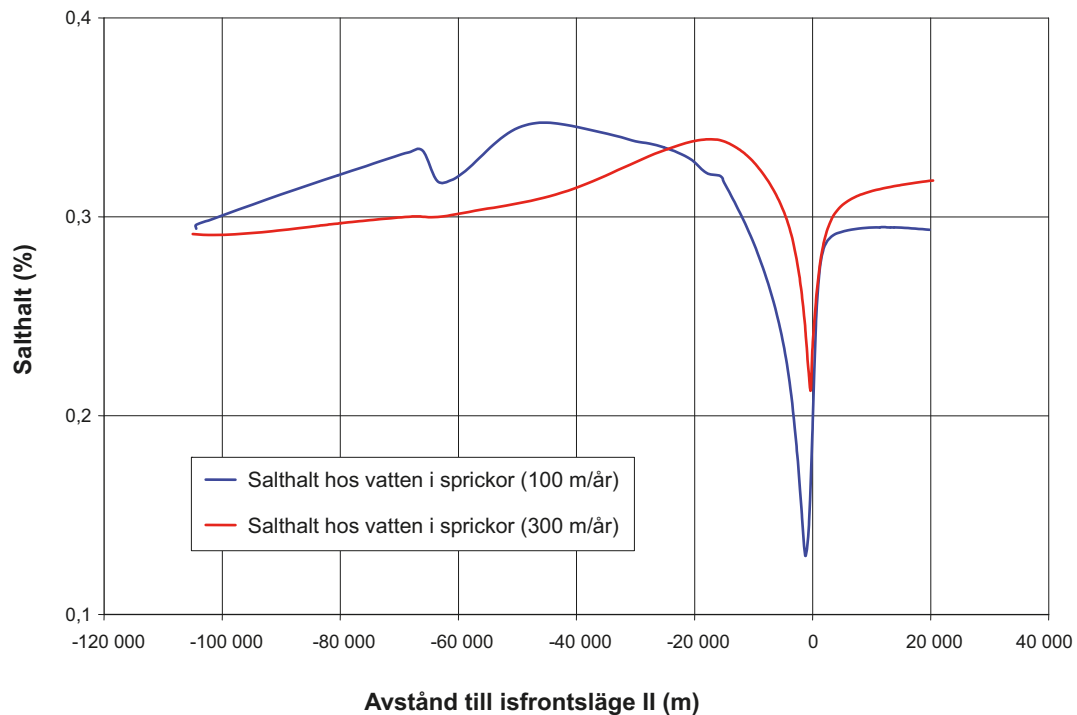
Figur 10-134. Förändring av sprickvattnets salthalt, (C/C_{temp}), under en tidscykel på ungefär 19 000 år för det glaciala fallet utan permafrost.

Den normaliserade förändringen av salthaltsutvecklingen visas i figur 10-134. Ispassagen under framryckning (pre-LGM) kännetecknas av en initial uppträngning, vilken följs av en ursköljning som leder till lägre salthalter än under de initiala tempererade förhållandena. Under det efterföljande stadiet, dvs när förvarsplatsen i sin helhet överlagras av inlandsisen (LGM) inträffar en gradvis ökning av sprickvattnets salthalt på förvarsdjup. Ökningen beror på en anpassning av flytkrafterna i flödesmodellen. Dessa påverkas av det svaga övre randvillkoret under LGM med en i det närmaste konstant istjocklek (små hydrauliska gradienter) och av den långsamma men kontinuerliga advektiva transport av salt som sker underifrån. Det bör noteras att sprickvattnets salthalt på stort djup alltid antas vara ostörd i flödesmodellen, dvs konstant. De data som stöder detta antagande presenteras i SDM-Site.

Ispassagen vid tillbakadragande (post-LGM) kännetecknas också av uppträngning och ursköljning av salt grundvatten, men effekterna är avsevärt mindre än vid framryckningen. Skälen till detta är två: i) hastigheten för den avsmältande isfronten är dubbelt så hög som hastigheten för den tillväxande isfronten (100 m årligen jämfört med 50 m årligen), och ii) området framför den avsmältande isfronten är vattentäckt. Dessa förhållanden minskar i väsentlig grad varaktigheten och storleken hos den hydrauliska gradienten över isfronten.

Figur 10-135 visar den simulerade skillnaden i ursköljning som funktion av medelhastigheten för den tillbakadragande isfronten. En avsmältningshastighet av 300 m per år ger mindre ursköljning än en avsmältningshastighet av 100 m per år. Det är värt att notera att medelhastigheten hos den tillbakadragande isfronten som beaktas i **Klimatrapporten** är 300 m per år, dvs tre gånger den hastighet som /Vidstrand et al. 2010/ använder. Dessutom är den tillbakadragande isprofil som antas för referensutvecklingen i **Klimatrapporten** markant tunnare och mindre brant vid isfronten än den isprofil som /Vidstrand et al. 2010/ behandlar och som är den teoretiskt maximala. De förhållanden som beaktas av /Vidstrand et al. 2010/ överdriver därför inverkan av inlandsisen. Resultaten tyder emellertid fortfarande på att sprickvattnets salthalter i flödesmodellen mer eller mindre återställs under simuleringsperioden (IFL 0 → IFL V → IFL 0).

Sammanfattningsvis återfinns låga salthalter i sprickvatten, dvs utspädda förhållanden, huvudsakligen i samband med isfrontpassagera. De resultat som presenteras i figur 10-134 tyder på att salthalter i sprickvatten bara under en begränsad period når värden som ligger under tio procent av värdena för tempererade förhållanden.



Figur 10-135. Diagram som visar skillnaden i ursköljning som funktion av medelhastigheten för den tillbakadragande isfronten. En avsmättningshastighet på 300 m per år ger mindre ursköljning. (Isfronten rör sig från vänster till höger i detta diagram.)

In- och utströmningslägen i biosfären

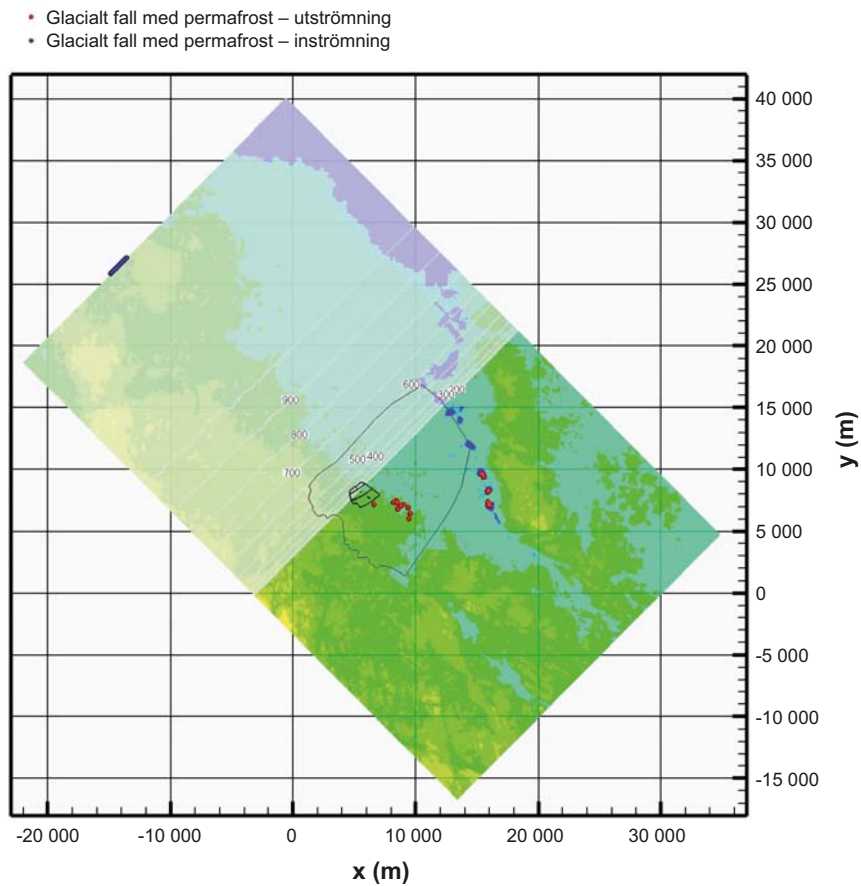
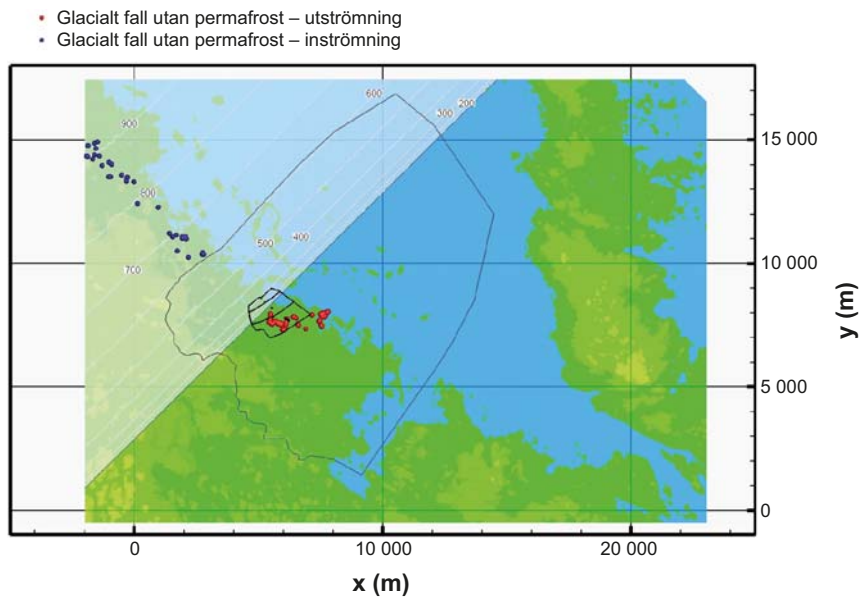
Den översta bilden i figur 10-136 visar in- och utströmningslägena när isfronten når läge II för en inlandsis utan permafrost. Den nedersta bilden i figur 10-136 visar motsvarande resultat för en inlandsis med permafrost. I båda fallen strömmar ett antal partiklar in vid gränsen för modelldomänen uppströms, vilket tyder på att modelldomänen är för kort för att ge en helt ostörd bild av alla inströmningspositioner i ett konstant flödesfält. Icke desto mindre kan det konstateras att betydelsen av de nuvarande topografiska vattendelarna, som spelar stor roll för inströmning och utströmning under tempererade förhållanden, minskar avsevärt under glaciala förhållanden.

I motsats till inströmningslägena återfinns utströmningslägena med god marginal övervägande inom modelldomänens fysiska gränser och ofta mycket nära isfronten. De skillnader i utströmningsmönster som iakttas mellan de två glaciala fallen orsakas till stor del av de varierande hydrauliska egenkaperna och randvillkoren. För en inlandsis med permafrost finns det två centra för utströmning:

- De deformationszoner som ingår i den regionala modelldomänen för SDM-Site Forsmark. I denna simulering strömmar ungefär två procent av de släppta partiklarna ut längs med deformationszoner.
- De talikar som antagits ligga i de topografiska lågpunkterna framför isfronten i öster (utanför den regionala modelldomänen). I denna simulering strömmar ungefär 98 procent av de släppta partiklarna ut i de modellerade talikarna.

Prestandamått

De prestandamått som är av intresse är Darcyflödet (och det ekvivalenta flödet) vid varje deponeringsposition och de flödesrelaterade transportegenskaperna längs med flödesvägar från deponeringspositioner, dvs den advektiva transporttiden och det flödesrelaterade transportmotståndet. I princip erhålls dessa direkt från den superregionala modellen /Vidstrand et al. 2010/ för alla isfrontslägen. Förvarstrukturerna ingår emellertid inte explicit i denna modell, och följaktligen erhålls inga resultat för de olika utsläppsvägarna Q1, Q2 och Q3 som hanteras i /Joyce et al. 2010/ och som presenteras i avsnitt 10.3.6. Genom att överföra randvillkor från modellen i superregional skala till de kombinerade modellerna i förvarsskala och platskala från /Joyce et al. 2010/, där förvaret ingår, erhålls alla de prestandamått som behövs för efterföljande beräkningar av radionuklidtransport.



Figur 10-136. Inströmnings- (blå) och utströmningspositioner (röda) för de 6 916 partiklar som släpps på förvarsdjup när den framryckande isfronten befinner sig vid läge II. Överst: Inlandsis utan permafrost. Underst: Inlandsis med permafrost och talikar. Talikarna ligger i de topografiska lågpunkterna framför isfronten i öster (utanför den polygon som markerar modelldomänen i SDM-Site).

I figurerna 10-137 och 10-138 visas Darcyflödet och det flödesrelaterade transportmotståndet för Q1-utläppsvägen för fallet med en framryckande isfront utan permafrost där isfronten ligger nära förvaret (isfrontsläge II). Det kan konstateras att det genomsnittliga Darcyflödet ökar med ungefär en storleksordning. En motsvarande minskning av det flödesrelaterade transportmotståndet observeras. Resultaten tyder också på att de höga Darcyflödena påverkas mer av de glaciala randvillkoren än de låga flödena. 90:e percentilen skiftar till exempel mer än 10:e percentilen. Därför verkar det som om regioner med lågt flöde påverkas relativt mindre av de höga gradienter som inlandsisen förorsakar än regioner med höga flöden.

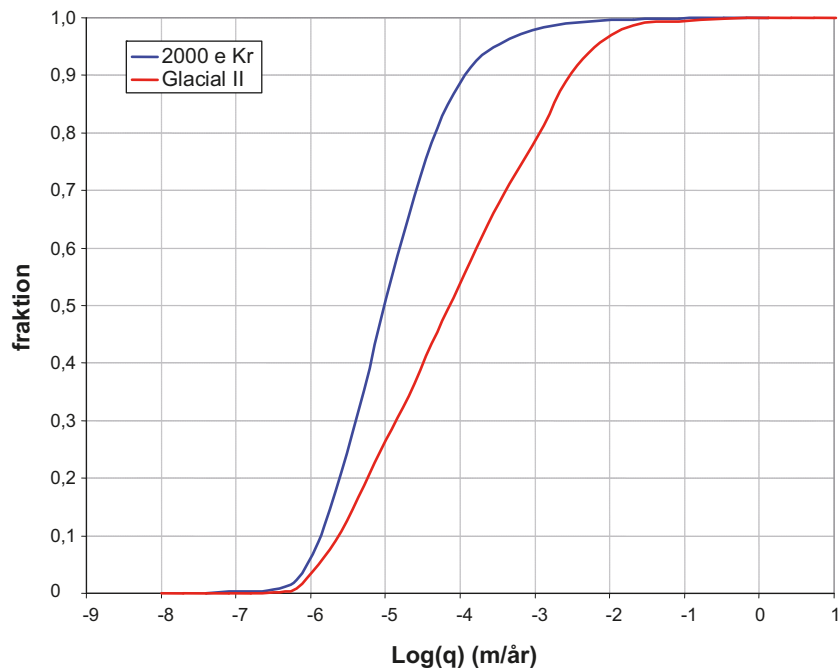
Inträngning av glacialt smältvatten

Den framtida grundvattenkemin, specifikt salthalten, erhålls i princip genom den simulering av grundvattenflöde i superregional skala som rapporteras ovan. Modellen i superregional skala har emellertid diskretiserats ganska grovt, vilket förhindrar en analys av grundvattenkemins utveckling för enskilda deponeringshål. Därför görs en alternativ analys av grundvattenkemins utveckling och specifikt potentialen för nedträngning av utspätt vatten.

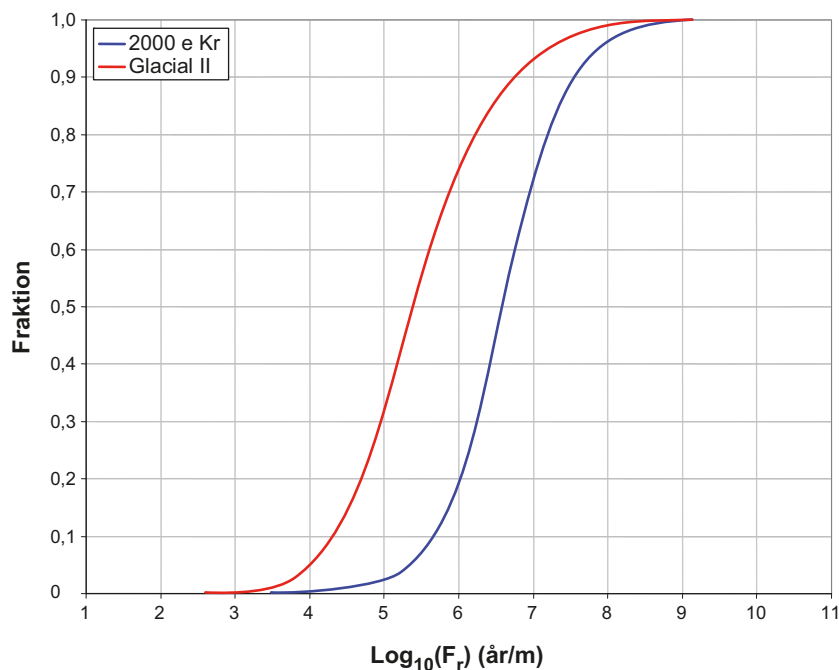
De kombinerade modellerna i förvars- och platsskala från /Joyce et al. 2010/ med randvillkor från modellen i superregional skala från /Vidstrand et al. 2010/ används. Fallen med en framryckande isfront utan permafrost analyseras med avseende på isfrontslägena II och V. För att bedöma potentialen för nedträngning av utspätt vatten beaktas för de två isfrontslägena en injektion av glacialt smältvatten längs med de inströmningsvägar som har sitt ursprung nära markytan inom modellen i regional skala. Liknande förenklade antaganden som användes i avsnitt 10.3.6 för beräkningar avseende den tempererade perioden används här. Längs med flödesvägarna är den enda bromsande process som beaktas den utdiffusion av salt från bergmatrisen som påverkar nedträngningen av den glaciala smältvattenfronten. Det antas att matrisvattnets saltkoncentration är i jämvikt med sprickvattnet före påfyllningen av glacialt smältvatten med en saltkoncentration på 0 g/l. Den förenklade karaktären hos dessa antaganden diskuteras i avsnitt 10.1.3. I figurerna 10-139 och 10-140 visas tidsfördelningen för deponeringshål som vid islägena II respektive V når tio procent av den initiala saltkoncentrationen. Den initiala saltkoncentrationen i sprickvattnet före nedisningsperiodens början uppskattas till 3 g/l, se avsnitt 10.4.7. Tio procent av den initiala koncentrationen motsvarar därför 0,3 g/l vilket sammanfaller med det värde som antas representera utspädda förhållanden med potentiell buffererosion. De vertikala linjerna representerar periodernas antagna ungefärliga varaktighet. För isfrontsläge II, dvs en isfront nära förvaret, är de antagna varaktigheterna 20 och 100 år. Den längre varaktigheten är en uppskattning för en framryckande isfront, medan 20 år är en uppskattning för en tillbakadragande isfront. Alla resultat som presenteras i figuren baseras emellertid på ett flödesfält som gäller för en framryckande inlandsis. För isfrontsläge V, dvs fallet med ett glacialt maximum (LGM), antas två varaktigheter, 20 000 och 100 000 år. Det är värt att notera att det uppstår utspädda förhållanden i ungefär två procent av deponeringshålen i samband med en framryckande isfront och också under en antagen period på 100 000 år som motsvarar förhållandena vid ett glacialt maximum. De beräkningar som presenteras här är gränssättande uppskattningar. Resultaten ovan visar att för en tidsutveckling som motsvarar en glaciationscykel återställs systemets salthalt på förvarsdjup till följd av uppträngningseffekter. Som också diskuteras i avsnitt 10.1.3 men inte beaktats här kommer även interaktionen mellan vatten och berg att modifiera vattenkemin. Därför utgör nedträngning av utspätt vatten med nollkoncentration under en utdragen tidsperiod ett pessimistiskt antagande.

EDZ och crown space

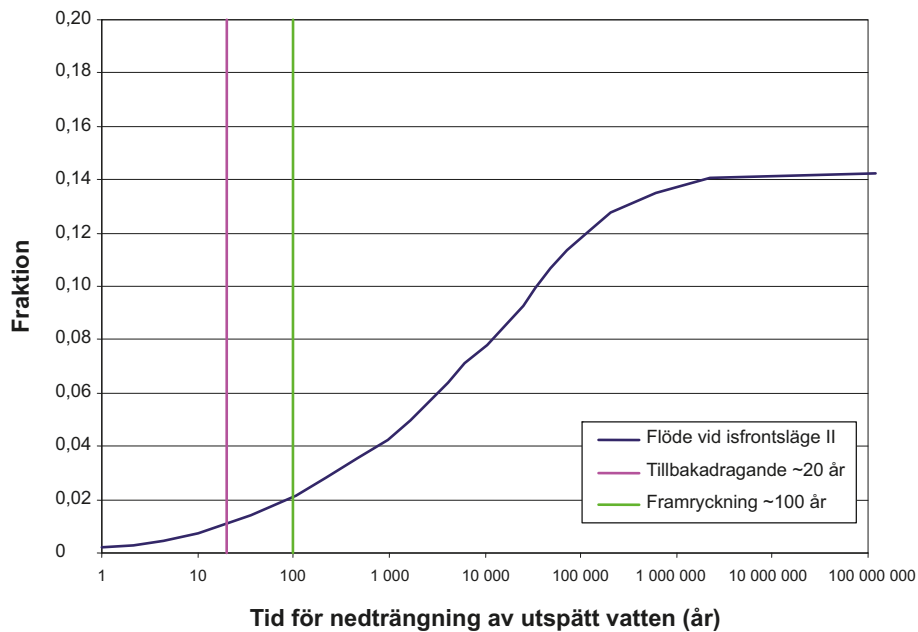
I modellen för det hydrogeologiska basfallet ingår en kontinuerlig skadad zon (EDZ) under tunnelsulan i alla tunnlar (både deponeringstunnlar och andra tunnlar). EDZ har ett transmissivitetvärde på $T=1\cdot 10^{-8}$ m²/s och en tjocklek på 0,3 m. För att utvärdera hur känsliga prestandamåtten är för tunnel-egenskaperna har fyra alternativa fall analyserats. Två av dessa har högre EDZ-transmissiviteter ($T=1\cdot 10^{-7}$ m²/s respektive $T=1\cdot 10^{-6}$ m²/s), i ett fall saknas EDZ och det slutliga fallet har basfallets EDZ-egenskaper men kombineras med ett utrymme mellan återfyllningen och tunneltaket (crown space). Utrymmet representerar effekten av att återfyllningsmaterialet packas samman. I modellen representeras utrymmet som en 0,1 m tjock zon med ett högt konduktivitetvärde ($K=1\cdot 10^{-3}$ m/s) och en porositet lika med ett.



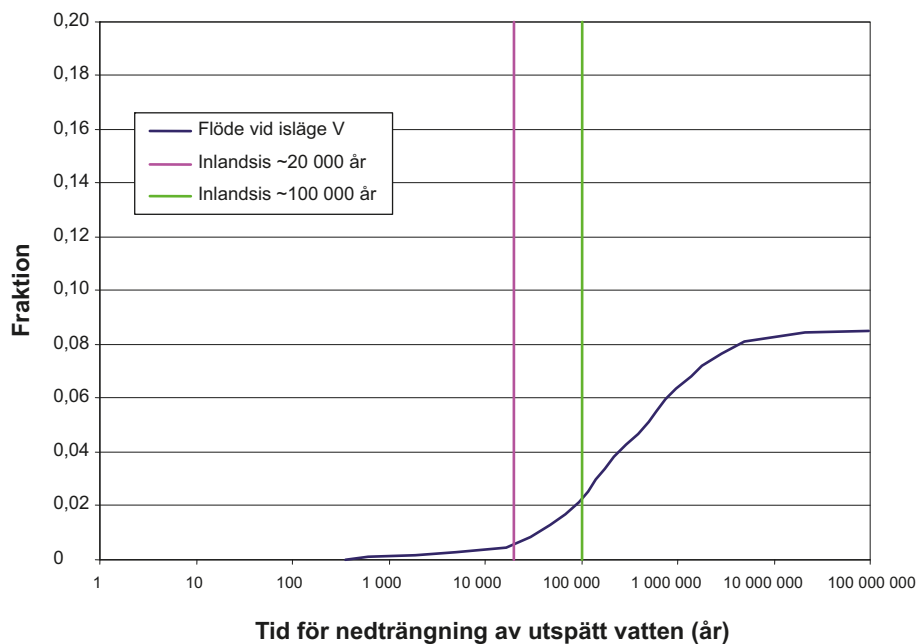
Figur 10-137. Kumulativ fördelningsfunktion för Darcyflöden (q) avseende $Q1$ -utsläppsvägen i simuleringen av det hydrogeologiska basfallet vid 2000 e Kr (2000) och simuleringen av det glaciala fallet utan permafrost vid isfrontsläge II (glacial II) för deponeringshål med partiklar som når modellens överyta. (Modifierat efter figur E-51 i /Joyce et al. 2010/.)



Figur 10-138. Kumulativ fördelningsfunktion för flödesrelaterat transportmotstånd (F) avseende $Q1$ -vägen i simuleringen av det hydrogeologiska basfallet vid 2000 e Kr (2000) och simuleringen av det glaciala fallet utan permafrost vid isfrontsläge II (glacial II) för deponeringshål med partiklar som når modellens överyta.



Figur 10-139. Tidsfördelning för alla deponeringspositioner med en isfront vid läge II att nå tio procent av den initiala saltkoncentrationen. Den gröna linjen visar att det uppstår utspädda förhållanden i ungefär två procent av deponeringshålen när en framryckande isfront antas stå stilla under 100 år vid IFL II.



Figur 10-140. Tidsfördelning för alla deponeringspositioner att nå tio procent av den initiala saltkoncentrationen för olika antaganden om hur länge förhållandena vid isfrontsläge V (glacialt maximum) varar. Den gröna linjen visar att det uppstår utspädda förhållanden i ungefär två procent av deponeringshålen om ett glacialt maximum antas inträffa om 100 000 år.

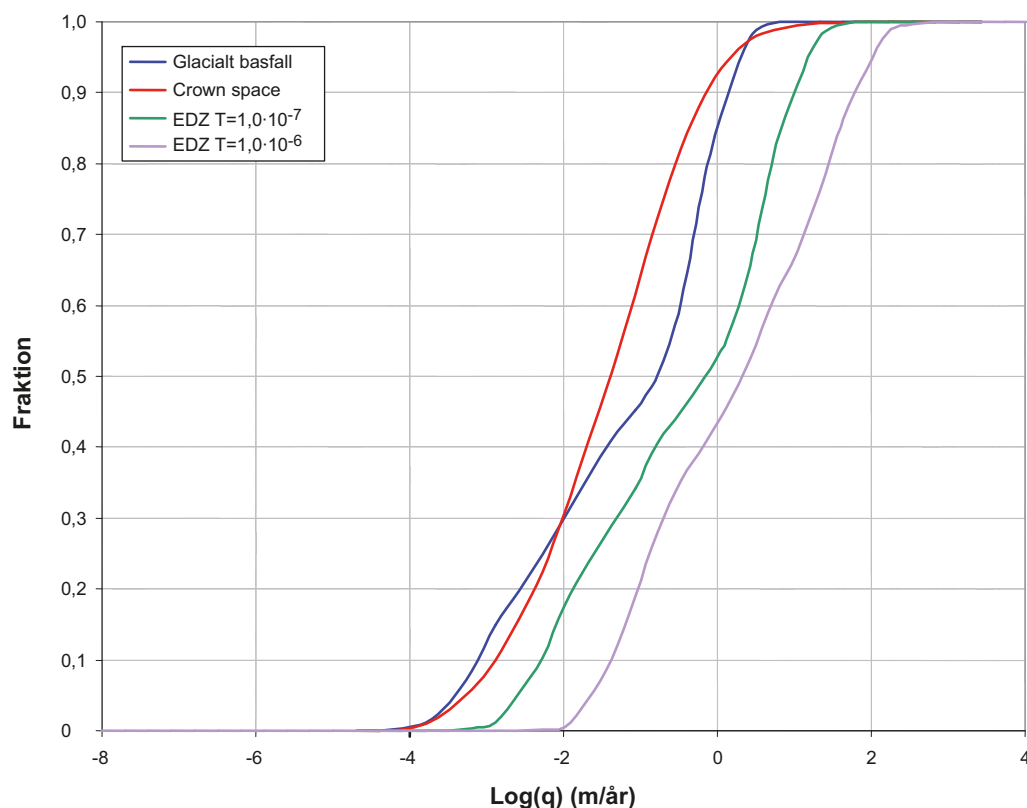
Darcyflödet för Q2-utsläppsvägen visas i figur 10-141. Eftersom Q2-utsläppsvägen motsvarar EDZ-vägen existerar per definition inget resultat för fallet utan EDZ. Som förväntat visas det tydligt i figuren att en ökning av EDZ-transmissiviteten innebär en ökning av det associerade Darcyflödet i EDZ. Fallet med crown space innebär en liten minskning av Darcyflödet i EDZ, dvs flödet omfördelas till utrymmet under tunneltaket från EDZ.

Det flödesrelaterade transportmotståndet för Q3-utsläppsvägen visas i figur 10-142. Det är värt att notera att mer gynnsamma resultat uppnås utan EDZ, medan alla andra fall innebär mindre gynnsamma förhållanden. Förekomsten av ett utrymme under tunneltaket (crown space) är det klart mest ofördelaktiga fallet. Det är också värt att notera att crown space verkar ha en starkare påverkan under glaciala än tempererade förhållanden, se avsnitt 10.3.6. Detta beror sannolikt på den modifierade flödesriktningen och på de större flöden som behöver omhändertas under de glaciala flödesförhållandena. Flödet leds därför företrädesvis till utrymmet under tunneltaket med dess högre permeabilitet. Med flödesvägar som preferentiellt går genom crown space blir det flödesrelaterade transportmotståndet i det sprickiga berget mindre.

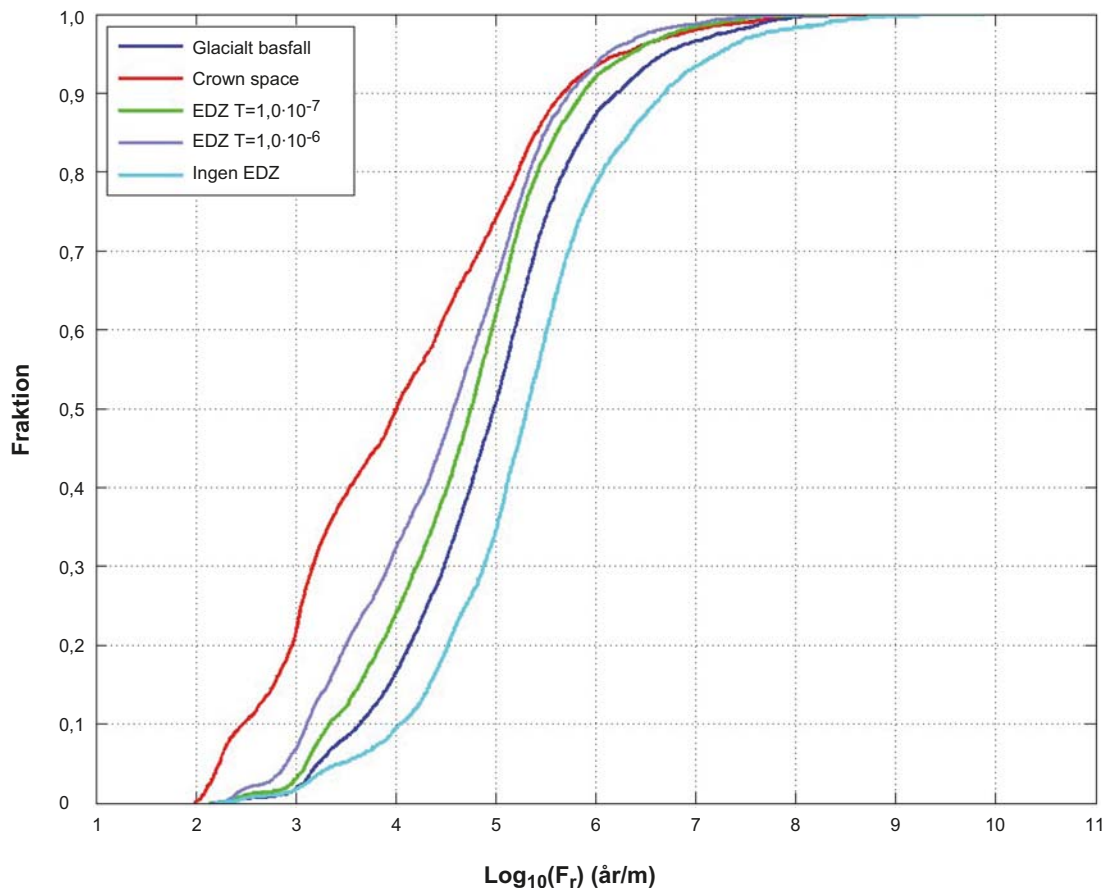
Platsrelaterade varianter

Isframryckning i riktning N-S

Baserat på de historiska och modellerade data som beskrivs i **Klimatrapporten** antas det att en NV-SO orientering av modelldomänen är den orientering som lämpar sig bäst för att studera en framryckande isfront. (Den lämpligaste riktningen för tillbakadragande går troligen något mer parallellt med N-S). De simuleringar som utförts av /Vidstrand et al. 2010/ omfattar ett känslighetstest för ett alternativ med en isframryckning i riktning N-S. På det hela taget tyder de av /Vidstrand et al. 2010/ rapporterade simuleringresultaten på mindre skillnader av marginell betydelse för SR-Site. Till exempel visar figur 10-143 Darcyflödena vid mätplatserna 2 och 4 för de två skilda riktningarna för isens framryckning. Resultaten är av samma storleksordning och visar likartade förlopp.



Figur 10-141. Kumulativ fördelningsfunktion för Darcyflöde (q) vid isfrontsläge II avseende utsläppsväg Q2 i modellen för det hydrogeologiska basfallet (Glacialt basfall), crown space-modellen (crown space), modellen med EDZ $T=1 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ och modellen med EDZ $T=1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ för deponeringspositioner med partiklar som når modellens överyta. (Modifierat efter figur E-56 i /Joyce et al. 2010/.)



Figur 10-142. Kumulativ fördelningsfunktion för flödesrelaterat transportmotstånd (F) vid isfrontsläge II avseend utsläppsväg Q3 i modellen för det hydrogeologiska basfallet (glacialt basfall), crown space-modellen (crown space), modellen med EDZ $T=1 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, modellen med EDZ $T=1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ och modellen utan EDZ för deponeringspositioner med partiklar som når modellens överyta.

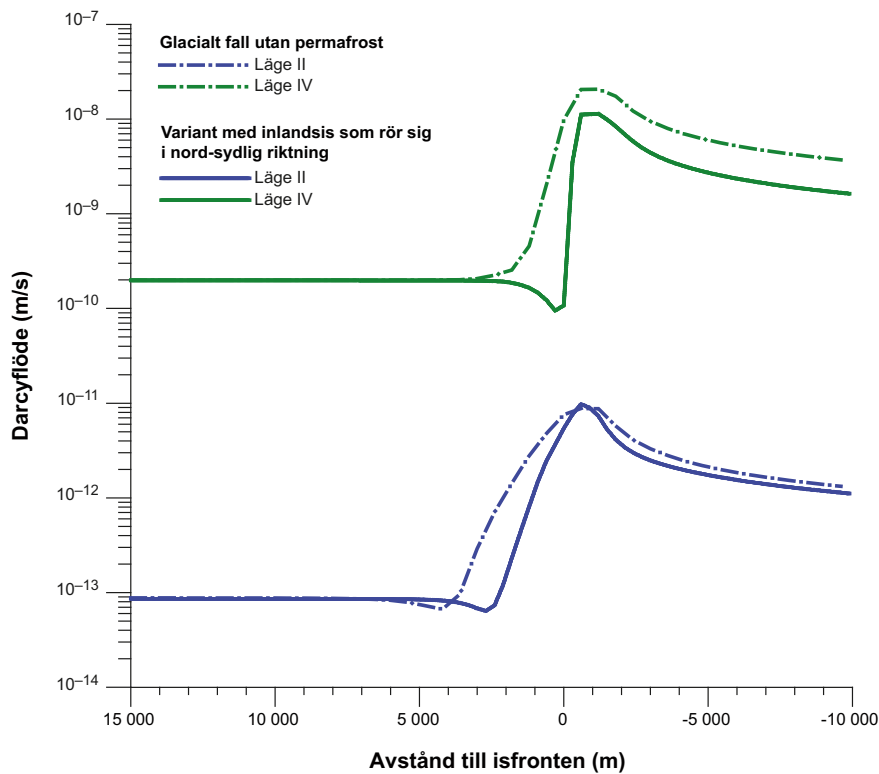
THM-egenskaper

I studien av /Vidstrand et al. 2010/ tas ingen hänsyn till isostasi, men den potentiella inverkan på grundvattenflödet av en ojämn ytbelastning vid isfronten (forebulge) hanteras genom att i ett känslighetstest ändra transmissivitetsvärdena för sprickorna. Det är värt att notera att den ändrade transmissivitet som tillämpats av /Vidstrand et al. 2010/ överskrider den som föreslås i THM-modelleringen inom SR-Site-projektet /Hökmark et al. 2010, Lönnqvist och Hökmark 2010/, se avsnitt 10.4.4. Simuleringsresultaten som rapporteras av /Vidstrand et al. 2010/ tyder emellertid på obetydliga skillnader mellan Darcyflödets maximala värden också när det gäller dessa överdrivna transmissivitetsvärden. Som ett exempel visar figur 10-144 Darcyflödena vid mätplatserna 1 till 5. Det framgår tydligt att de maximala värdena för de ursprungliga (ostörda) och modifierade (störda) simuleringarna är likartade.

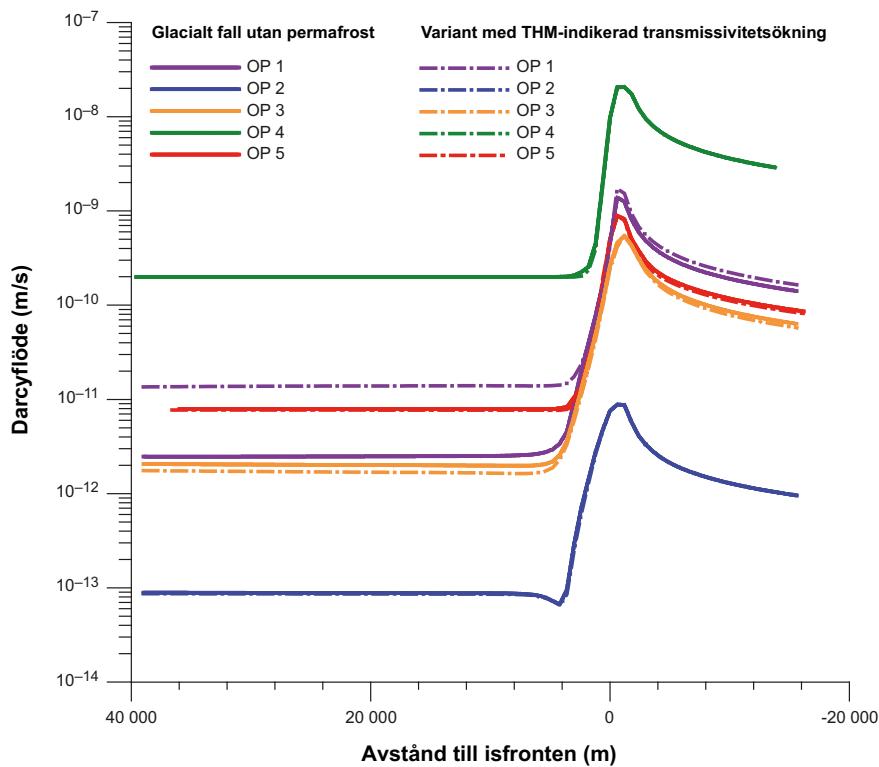
Glacialt fall med permafrost

Permafrost är en central process att beakta eftersom den minskar permeabiliteten för grundvattenflödet. Permafrost utvecklas inte omedelbart. Dess utveckling är en transient process. /Vidstrand et al. 2010/ använder en frysningsalgorithm för att transient modifiera de rapporterade hydrauliska konduktivitetsvärdena från Holocen. Indata till permafrostmodellen erhöles från tidsserien för markytans temperatur som beskrivs i bilaga 1 i **Klimatrapporten**.

Ett icke kontinuerligt permafrostlager antas. Detta innebär att permafrostlagret kan innehålla mer eller mindre ofrusna delområden beroende på de lokala randvillkoren och materialegenskaperna. Troliga platser för talikar kan uppskattas från den i SR-Site-projektet uppskattade landskapsutveckling som följer strandlinjeförskjutningen vid Forsmark.



Figur 10-143. Darcyflöde vid mätplatserna 2 och 4 (ML 2 och ML 4) under framryckning av isfronten för rörelseriktningarna NV-SO (streckade linjer) och N-S (heldragna linjer). Positiva värden för "Avstånd till isfronten" betyder att isfronten ännu inte nått fram till mätplatsen.



Figur 10-144. Darcyflöde vid mätplatserna 1–5 (ML 1–5) under framryckning av isfronten i det ostörda fallet (heldragna linjer) och det störda fallet (streckade linjer). Positiva värden för "Avstånd till isfronten" betyder att isfronten ännu inte nått fram till mätplatsen.

I modellen antogs den framryckande isens hastighet till 50 m per år. Inlandsisen fungerar som en filt som isolerar den frusna marken från ytterligare påverkan av låga yttemperaturer. Den framryckande inlandsisens hastighet antas vara högre än den hastighet med vilken permafrostlagret tinar, vilket därför innebär att en spets (tunga) nära isfronten med permafrost och kalla isbottenförhållanden uppstår. Som en variant och känslighetsfall studeras även fallet utan permafrost under spetsen nära isfronten. Figur 10-145 pekar på obetydliga skillnader i Darcyflöde mellan de två fallen med olika permafrostförhållanden vid isfronten. Det är värt att notera att svängningarna i Darcyflöde vid maximivärdet speglar transienta effekter på den övre randen, vilka orsakas av permafrostens transienta hydrauliska egenskaper.

Jämförelse av Darcyflödet vid olika tidpunkter under glaciation och deglaciation

I avsnitt 10.4.1 beskrivs den förväntade hydrogeologiska utvecklingen under en glaciationscykel med utgångspunkt i den nuvarande förståelsen av viktiga processer. I modellstudierna som beskrivs i detta avsnitt görs olika förenklingar som inte helt stämmer överens med den förväntade referensutvecklingen. Här ges en översikt av hur de modelleringsresultat som rapporteras i detta underavsnitt kan användas för efterföljande analysberäkningar.

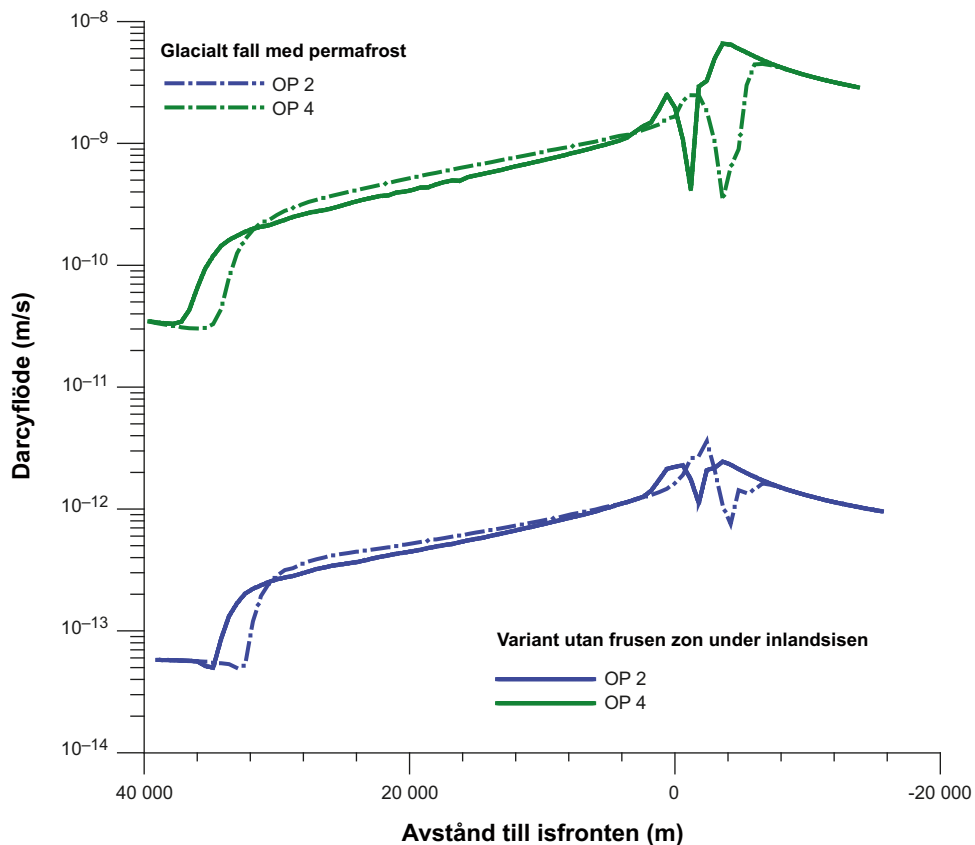
Figur 10-146 visar Darcyflödets minimi-, median- och maximivärden i alla deponeringspositioner vid de viktigaste "klimathändelserna" under den simulerade perioden (IFL 0 → IFL V → IFL 0) med periglaciala och glaciala klimatförhållanden. De viktigaste "klimathändelserna" är:

- Tempererad period (används för att ta fram skalade, dvs normaliserade, kvantiteter för SR-Site).
- Glacial period utan permafrost.
- Glacialt maximum.
- Vattentäckt period.
- Permafrostperiod.
- Glacial period med permafrost och en 2 km lång tunga.
- Glacial period med permafrost men ingen tunga.

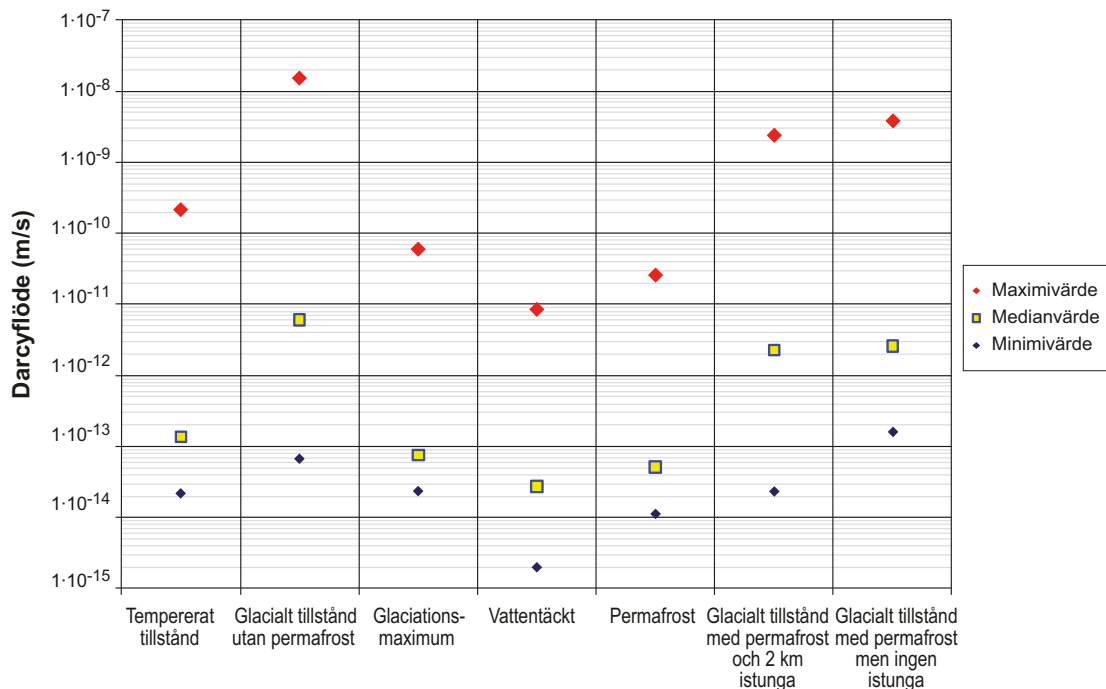
Klimatförhållandet "Glacial period utan permafrost" resulterar i det högsta maximivärdet såväl som det högsta medianvärdet av alla simulerade klimathändelser. I förhållande till medianvärdet för den tempererade perioden är medianvärdet för den glaciala perioden utan permafrost nästan två storleksordningar större. Maximivärdet för den glaciala perioden utan permafrost är också nästan två storleksordningar större än maximivärdet för den tempererade perioden. Förhållanden när bara permafrost råder eller när domänen är vattentäckt ger de lägsta Darcyflödena av alla klimatsituationer. Värdena i dessa två fall ligger under motsvarande värden för den tempererade perioden.

Resultaten som presenteras av /Vidstrand et al. 2010/ och /Joyce et al. 2010/ utnyttjas på olika sätt i beräkningarna av radionuklidtransport som presenteras i kapitel 13. Ett tillvägagångssätt är att ta de flödesvägar och prestandamått som erhållits från de kombinerade modellerna i förvarsskala och platskala och skala dessa mått med faktorer som erhålls genom att för alla enskilda perioder i figur 10-146 skala Darcyflödet med motsvarande värde för den tempererade perioden. Ett andra tillvägagångssätt är att direkt använda de prestandamått som beräknats i de kombinerade modellerna i förvarsskala och platskala med användning av glaciala randvillkor från den superregionala modellen. Detta tillvägagångssätt ger emellertid bara resultat för fallet med nedisning utan permafrost vid isfrontsläge IFL II. Därför används det andra tillvägagångssättet för att analysera effekterna av glaciala förhållanden på prestandamått vid olika antaganden om förvarets egenskaper (EDZ, crown space), medan det första tillvägagångssättet används för transportberäkningar som omfattar de flödesändringar en glaciationscykel för med sig.

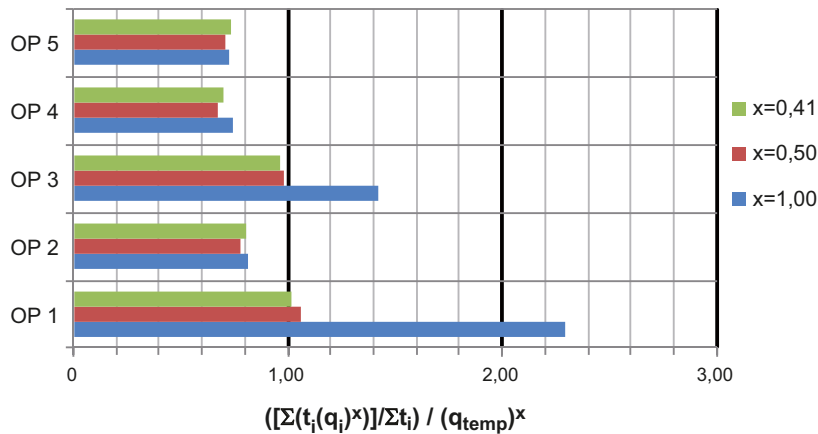
Ett liknande tillvägagångssätt används för att beräkna buffererosion och kapselkorrosion över en glaciationscykel. Figur 10-147 visar normaliserade medelvärden för de tre potenser av Darcyflödet som är av intresse, (q , $q^{0.41}$, $q^{0.5}$). För mer information se avsnitt 10.4.8 och 10.4.9. De önskade värdena erhålls från medelvärdena för "Glacial period utan permafrost" över en hel glaciationscykel (120 000 år) som sedan normaliseras mot motsvarande tempererade värde, se /Selroos och Follin 2010/ för detaljer. Det är värt att notera att för mätplats ML 2 som ligger inom förvarsområdet är det normaliserade medelvärdet cirka 0,8, dvs det genomsnittliga Darcyflödet för glaciationscykeln på 120 000 år ligger under motsvarande värde för den tempererade perioden.



Figur 10-145. Darcyflöde vid mätplatserna 2 och 4 (ML 2 och ML 4) under framryckning av isfronten i de två fallen med permafrost, dvs permafrost enbart framför isfronten (streckade linjer) och permafrost framför isfronten såväl som under isfrontens spets (tunga) (heldragna linjer). Positiva värden för "Avstånd till isfronten" betyder att isfronten ännu inte nått fram till mätplatserna.



Figur 10-146. Uppskattade Darcyflöden för de viktigaste klimatsituationerna som beaktas för den simulerade perioden (IFL 0 → IFL V → IFL 0) med periglaciala och glaciala klimatförhållanden.



Figur 10-147. Darcyflöde för tre olika potenser (q , $q^{0,41}$, $q^{0,5}$) medelvärdesbildat över en hel glaciationscykel och sedan normaliserat mot motsvarande tempererade värde (q , $q^{0,41}$, $q^{0,5}$)_{temp}. Dessa medelvärden används vid beräkningar av bufferterosion och kapselkorrosion, se avsnitten 10.4.8 and 10.4.9 för mer information. ML = mätplats. Den glaciala perioden inom glaciationscykeln baseras på det glaciala fallet utan permafrost.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

En allmän osäkerhet i alla modeller som behandlar grundvattenflöde under periglaciala och glaciala förhållanden har att göra med randvillkoret på överytan. /Vidstrand et al. 2010/ antar ett hydrostatiskt tryck under inlandsisen som får den att flyta, vilket är ett vanligt antagande inom glacialhydrologi-modellering. Det är emellertid oklart om vattentrycket i gränssytan mellan is och underlag under alla omständigheter skall vara relaterat enbart till inlandsisens mäktighet eftersom detta förutsätter en oändlig tillgång på smältvatten oavsett markens vattengenomsläpplighet. Detta innebär en allmän osäkerhet för de modeller som används. En annan allmän osäkerhet ligger i partikelspårningen som utförs för stationära flödesförhållanden trots att randvillkoren ändras kontinuerligt och i snabbare takt än de advektiva transporttiderna.

- **Hydrogeologisk utveckling.** Vikten av att ta hänsyn till olika händelser under en glaciationscykel i en modell för grundvattenflöden som är avsedd att förutsäga hydrokemin nära ett förvar berörs i /NEA 1993, Bath och Lalieux 1999/. Ett exempel på en betydelsefull händelse vid Forsmark under Holocen, se SDM-Site, är stadiet som kallas Littorinahavet, vilket inleddes ungefär vid 6500 f Kr och varade i tusentals år. Littorinahavet täckte Forsmark med havsvatten med som mest en salthalt på ungefär 1,2–1,5 viktprocent (ungefär 12–15 g/l TDS). Enligt kemiska analyser skulle ursprunget till det salt som återfinns i proverna med sprickvatten som tas i dag kunna vara från Littorinahavet /Laaksoharju et al. 2008/. Vid en jämförelse har få eller inga spår av vatten från Littorinahavet observerats i prover från bergmatrisens porvatten i den tilltänkta förvarsvolymen på förvarsdjup. Dessutom är matrisporvattnet med sin lägre salthalt inte glacialt smältvatten utan har ett ursprung som går tillbaka till före Weichsel eftersom det låga innehållet av TDS är förenat med höga värden för syre-18, ungefär –5 till –4 promille av $\delta^{18}\text{O}$ SMOW. (Glacialt smältvatten anses vara mycket mer utarmat på syre-18, ungefär –20 till –16 promille av $\delta^{18}\text{O}$ SMOW /Laaksoharju et al. 2008/).

Sammanfattningsvis tyder grundvattenmodelleringen som utförts i SDM-Site på att det är transienter i advektivt flöde snarare än matrisdiffusion som avgör salthalten i ett sprickvattnet. Denna observation stöds av modelleringen som utförts av /Vidstrand et al. 2010/. Eftersom den schematiska framställning av inlandsisens rörelse som beaktats av /Vidstrand et al. 2010/ inte representerar en hel glaciationscykel kan inte grundvattnets salthalt efter den tillbakadragande isfrontens passage förväntas vara densamma som grundvattnets salthalt före den framryckande isfrontens passage. Dessutom försummas de interaktioner mellan vattnet och berget som möjligen skulle kunna påverka grundvattnets salthalt, vilket också innebär att salthaltsfältet inte kommer att återställas i modellen.

- **In- och utströmningslägen i biosfären.** Oavsett om det fall som studeras utgörs av en inlandsis utan permafrost eller en inlandsis med permafrost så strömmar ett antal partiklar in vid modelldomänens gräns uppströms, vilket antyder att modelldomänen är för kort för att ge en helt ostörd bild av alla inströmningslägen. Inte desto mindre kan slutsatsen dras att betydelsen av de nuvarande topografiska vattendelarna, som spelar stor roll för inströmning och utströmning under tempererade förhållanden, minskar avsevärt under glaciala förhållanden. Vid glaciala förhållanden återfinns utströmningslägena övervägande med god marginal inom modelldomänens fysiska gränser och ofta mycket nära isfronten. De skillnader i utströmningsmönster som iaktas mellan de två glaciala fallen orsakas till stor del av olika hydrauliska egenskaper och randvillkor. Osäkerheten beträffande förekomsten av talikar, som kan fungera som större utströmningsområden i fallet med permafrost i det periglaciala området framför isfronten, diskuteras i **Klimatrapporten**.
- **Prestandamått.** Samma osäkerheter som i simuleringarna av den tempererade perioden i avsnitt 10.3.6 gäller för de simuleringar som baseras på de kombinerade modellerna i förvarsskala och platsskala som används här. Till detta kommer den osäkerhet som ligger i överföringen av randvillkor från modellen i superregional skala till dessa modeller i mindre skalor som dessutom är implementerade i en annan flödeskod än den superregionala modellen.
- **Nedträngning av glacialt smältvatten.** Analysen av nedträngning av utspätt vatten ska ses som en approximativ kvantifiering. Samma osäkerheter som listas för de motsvarande analyser som utförts för tempererade förhållanden i avsnitt 10.3.6 gäller här. Specifikt används stationära flödesfält, och blandning eller interaktioner mellan vatten och berg beaktas inte. Resultaten av analysen av nedträngning av glacialt smältvatten förs vidare i den fortsatta analysen.
- **EDZ och crown space.** Samma osäkerheter som listas för prestandamått ovan gäller här. Resultaten från den här analysen förs vidare i den fortsatta analysen.
- **Platsrelaterade varianter.** Inga av de studerade platsrelaterade varianterna ger resultat som på något betydande sätt skiljer sig från dem i basfallet, dvs fallet med en brant isprofil utan permafrost som rör sig från NV till SO. Det är värt att notera att användningen av den teoretiskt maximala isprofilen under post-LGM stadiet troligen utgör en avsevärd överdrift i jämförelse med referensutvecklingens inlandsis. Vidare noteras det att den använda ändringen i transmissivitet i det hydromekaniska variantfallet överskrider den ändring som föreslås i THM-modelleringen inom SR-Site-projektet.
- **Glacialt fall med permafrost.** En framryckande inlandsis med permafrost framför sig betraktas som ett mer realistiskt fall än en inlandsis utan permafrost. Inget av de två permafrostfall som studerats (jämför tabell 10-25) ger emellertid resultat som skiljer sig signifikant från basfallet, dvs en framryckande inlandsis utan permafrost. Det är värt att notera att simuleringarna med en kombination av inlandsis och permafrost avslutas vid isfrontsläge IV (IFL IV) för att undvika numerisk instabilitet. Dessa instabiliteter uppträder när isfronten kommer nära modellgränsen nedströms och utströmningen vid markytan i det periglaciala området förhindras på grund av tillväxande permafrost.
- **Jämförelse av Darcyflödet vid olika tidpunkter under glaciation och deglaciation.** Resultaten som presenteras under denna rubrik utgör enbart ett annat sätt att illustrera resultaten. Därför introduceras i sig inga ytterligare osäkerheter. Den presenterade metodiken för användning av skalningsfaktorer för de prestandamått som representerar de olika klimatförhållandena utgör emellertid en klar förenkling av den utveckling som framställs i **Klimatrapporten** och innebär följaktligen en ytterligare osäkerhet. För den efterföljande analysen används en inlandsis med permafrost framför isfronten för pre-LGM stadiet och en avsmältande inlandsis med vattentäckta markförhållanden framför inlandsisen för post-LGM stadiet. Som anges ovan behöver också klimatstadierna med enbart permafrost och enbart vattentäckta förhållanden tas med i den kvantitativa analysen.

10.4.7 Geokemisk utveckling

Växlingarna mellan perioder med tempererat klimat, permafrost och glacialt klimat kommer att påverka flödet och sammansättningen hos grundvattnet kring förvaret. Utvecklingen mellan klimattillstånden kommer att ske gradvis och det kommer inte att finnas en skarp gräns mellan dem. Till exempel kan temperaturen under en period med tempererat klimat sjunka långsamt, så att områden med permafrost långsamt utvecklas i delar av förvarsområdet. I SR-Site är utvecklingen av den geokemiska påverkan begränsad till användning av separata specifikationer för de olika klimattillstånden. Olika grundvatten-

sammansättningar förväntas förekomma kring förvaret till följd av de olika klimattillstånden och motsvarande hydrauliska förhållanden. I det här avsnittet behandlas grundvattnets kemiska förhållanden för perioder under vilka förvaret *ligger under permafrost vid periglaciala klimatiförhållanden* eller *under en inlandsis vid glaciala förhållanden*, medan de förväntade förhållandena under *ett tempererat klimattillstånd* behandlas i avsnitt 10.3.7. Detta avsnitt behandlar även grundvattnets kemiska förhållanden för perioder under vilka förvarsområdet antingen är *vattentäckt* under en smältvattensjö eller under mer eller mindre salthaltigt havsvatten, precis som under perioderna med vatten från Littorinahavet i historisk tid.

Följande frågeställningar och säkerhetsfunktioner enligt figur 10-2 behandlas för alla förhållanden som förväntas under referensglaciationscykeln:

- Utveckling av salthalt och andra relevanta naturligt förekommande grundvattenkomponenter (säkerhetsfunktionerna R1b och R1c).
- Utveckling av redoxförhållanden (säkerhetsfunktion R1a).
- Påverkan på pH-värde från injekteringsmedel, sprutbetong och betong (säkerhetsfunktion R1e).

Modellering

Modelleringen av den återstående delen av referensglaciationscykeln är snarlik den som utförts för den inledande tempererade perioden som beskrivs i avsnitt 10.3.7. Grundvattensammansättningar modelleras genom advektion, omblandning och kemiska reaktioner med sprickmineraler. Modelleringens olika komponenter är inte fullständigt kopplade till varandra. Resultaten från modelleringen av grundvattenflödet i en regional skala används som indata till en geokemisk modell för omblandning och reaktioner. Syftet har varit att ta fram likvärdiga grundvattenmodeller för hydrogeologiska och geokemiska frågeställningar.

Modelleringen av grundvattenflödet för de periglaciala och glaciala förhållandena beskrivs i föregående avsnitt 10.4.6. En av de modellerade processerna är salttransport. I motsats till modelleringen av den inledande tempererade perioden har inte andelarna av valda referensvattentyper inkluderats i modellerna för de periglaciala och glaciala perioderna. I de geokemiska modellerna, antingen för det glaciala scenariot utan permafrost eller för det glaciala scenariot med permafrost, innehåller bergvolymen initialt en blandning av två vattentyper: djupt liggande salthaltigt grundvatten och meteoriskt vatten. Förhållandet mellan dessa komponenter kan erhållas från salthalten i valfri punkt. Då inlandsisen rycker fram och drar sig tillbaka kan andelen av en tredje blandningskomponent, glacialt smältvatten, beräknas från salthaltsminskningen i valfri rumslik position.

Den här strategin används även för att beskriva förvarsplatsen då den är täckt av en sjö med glacialt smältvatten. För perioder då platsen står under havsvatten används emellertid resultaten från Connect-Flow /Joyce et al. 2010/, se avsnitt 10.3.6. I det här fallet används samma modell som för den inledande tempererade perioden och därför omfattar de hydrogeologiska resultaten de olika vattentypernas blandningsproportioner.

En process som måste utvärderas är utfrysning av lösta salter när underjordisk isbildning sker under periglaciala perioder. Modelleringen av grundvattenflöde som beskrivs ovan (se avsnitt 10.4.6) rör densitetsdrivet grundvattenflöde och salttransport, men utfrysningen av salter ingår inte. Denna process har i stället utvärderats med en tvådimensionell modell /Hartikainen et al. 2010/. Exempel på temperaturkurvor med denna modell visas i figur 10-103 i avsnitt 10.4.1 ovan.

Utveckling under periglaciala förhållanden

Periglaciala förhållanden kännetecknas av ständigt fruset grundvatten, dvs permafrost. De frusna områdena kan vara sammanhängande eller osammanhängande. Under alla omständigheter kommer permafrostområdena att innehålla talikar (ständigt ofrusen mark) där det finns stora sjöar. Det finns mycket lite information om de kemiska förhållandena i grundvatten under permafrost. Detta beror på praktiska svårigheter vid borrhning och provtagning, eftersom omgivningstemperaturerna är sådana att borrhvåtskor och grundvattenprover fryser.

Många karakteristiska geokemiska egenskaper och grundvatten förväntas nästan inte alls påverkas av permafrosten. Studierna vid High Lake och vid Lupin Mine i norra Kanada /Frape et al. 2004, Ruskeeniemi et al. 2004, Stotler et al. 2009a, b, Holden et al. 2009/ kan användas för att åskådliggöra detta. Geologiskt sett består berggrunden vid Lupin av en forntida metamorfoserad sedimentär

bergartssekvens som domineras av gnejs, som innehåller kvarts och fältspat, samt fyllit. Dessa bergarter bildades omkring 2,5 Ga, vilket är något tidigare än 1,89–1,85 Ga som var det metamorfiska maximumet vid förvaringsplatsen i Forsmark och som kännetecknas av olika granitoider med underordnade felsiska till intermediära vulkaniska bergarter, diorit eller gabbro, pegmatit och amfibolit. Även om bergarterna med säkerhet inte är identiska så har de tillräckligt många gemensamma drag för att det ska vara möjligt att kvalitativt jämföra de generella hydrokemiska egenskaperna på varje plats. pH-värdena för grundvattenprov vid Lupin varierar mellan 6 och 9 och vätekarbonatkoncentrationerna har konstaterats vara lägre än $5 \cdot 10^{-3}$ mol/l. För kalium är koncentrationerna högre än för grundvattenproven från Forsmark och Laxemar; för grundvatten på subpermafrostdjup vid Lupin är de lägre än $2,6 \cdot 10^{-3}$ mol/l. För järn var koncentrationerna lägre än $5,4 \cdot 10^{-3}$ mol/l för de flesta grundvattenprover från Lupin. Således skiljer sig de koncentrationer och pH-värden som fastställts inte mycket från värdena i grundvattenprov från andra platser, exempelvis från Forsmark, se /Laaksoharju et al. 2008/.

Utveckling av salthalt och betydelsefulla naturligt förekommande komponenter i grundvatten

Uppskattningsvis kommer marken vid Forsmark att vara frusen till ett djup av minst 50 m under omkring 30 procent av tiden under referensutvecklingens glaciationscykel, se figur 10-106. Enligt dessa resultat kommer permafrost inte att förekomma under långa sammanhängande tidsperioder. I stället kommer mer eller mindre korta permafrostperioder att varvas med perioder med upptining, se även diskussionen i avsnitt 10.4.1. Vissa av dessa permafrostperioder kommer dessutom att sammanfalla med den tid då förvaringsplatsen är täckt av en inlandsis.

När vatten fryser långsamt kommer lösta ämnen i vattnet inte att infogas i isens kristallgitter. Under den här processen tenderar salter som har funnits i ytligt vatten och i grundvatten att ansamlas vid den framryckande utfrysningssfronten. Denna front är nödvändigtvis inte skarp, på grund av att exempelvis frysning sker vid olika temperaturer beroende på salthalt. Frysningssprocessen kan leda till att salthaltigt vatten anrikas på det djup dit fronten för ständigt frusen mark har nått. Det salthaltiga vatten som bildas på detta sätt i sprickor och sprickzoner kommer att sjunka snabbt på grund av densitetsgradienter.

De tvådimensionella beräkningarna som gjorts/Hartikainen et al. 2010/ visar att när frysningen är omfattande (ner till flera hundra meters djup) utvecklas en saltfront. Modellen visar även att fickor med ofrusat grundvatten med hög salthalt kan utvecklas i det ständigt frusna berget när frysfronten rör sig framåt snabbare än salttransporten. Dessa resultat stämmer kvalitativt överens med de tidigare översiktliga beräkningarna som redovisats i /Vidstrand et al. 2006/. Observera att modellen som användes i /Hartikainen et al. 2010/ inte inbegriper matrisdiffusion och att det salt som fryses ut i det mobila grundvattnet endast utgör en del av saltinnehållet i hela bergvolymen.

Koncentrationen av det utfryssta saltet har i dessa beräkningar uppskattats under antagandet att salthaltsfördelningen är densamma som den är i dag vid Forsmark innan permafrost uppkommer. Att döma av resultaten i figur 10-39, se avsnitt 10.3.7, är det möjligt att dessa initiala salthalter är överskattade, eftersom grundvattnet gradvis kommer att spädas ut innan permafrost uppkommer.

Inte desto mindre tyder resultaten av den tvådimensionella modelleringen /Hartikainen et al. 2010/ på att salthalten kring förvaringsvolymen endast kommer att öka i mycket måttlig omfattning, och inte överskrida 1 procent, för den mest extrema permafrostsimuleringen, dvs för den torra varianten av upprepnings av den senaste glaciationscykeln med 8 °C lägre lufttemperatur. Även för den mest extrema omfattning av permafrost som simulerats överskrider därmed de beräknade salthalterna i grundvattnet i förvaringsvolymen inte de som förekommer i dag.

Möjligheten av uppträngning av djupt liggande salthaltigt grundvatten till förvaringsdjup under permafrostförhållanden diskuterades i /King-Clayton et al. 1997/. Detta kan eventuellt inträffa i närheten av permanenta utströmningsställen som exempelvis talikar. Sådana utströmningsställen förekommer utefter mer omfattande vattenförande deformationszoner. I Forsmark, där topografien är ganska flack, är det mest sannolikt att talikar finns på visst avstånd från det tänkta förvaringsområdet, enligt uppskattningar utifrån landskapets utveckling efter referensutvecklingens strandlinjeförskjutning vid Forsmark, se **Klimatrapporten** avsnitt 4.5.2.

När permafrosten smälter och försvinner kommer det att frigöras utspädd smältvatten från det övre kraftigt permeabla nätverket av sprickor. I det här stadiet kommer den lågpermeabla matrisen som har bevarat (eller upplagrat) sin salthalt, speciellt på större djup, troligtvis att ha högre salthalt än det omgivande grundvattnet. Den resulterande kemiska gradienten kommer då att ge upphov till en gradvis överföring av salthaltigt vatten till den mer permeabla bergmassan. Med all sannolikhet

kommer detta att vara en relativt långsam process och utspädning genom omblandning kommer också att ske i den mer permeabla bergmassan. Det vatten som är mer utspätt kommer att tendera att bli kvar i de översta lagren av bergmassan på grund av dess lägre densitet.

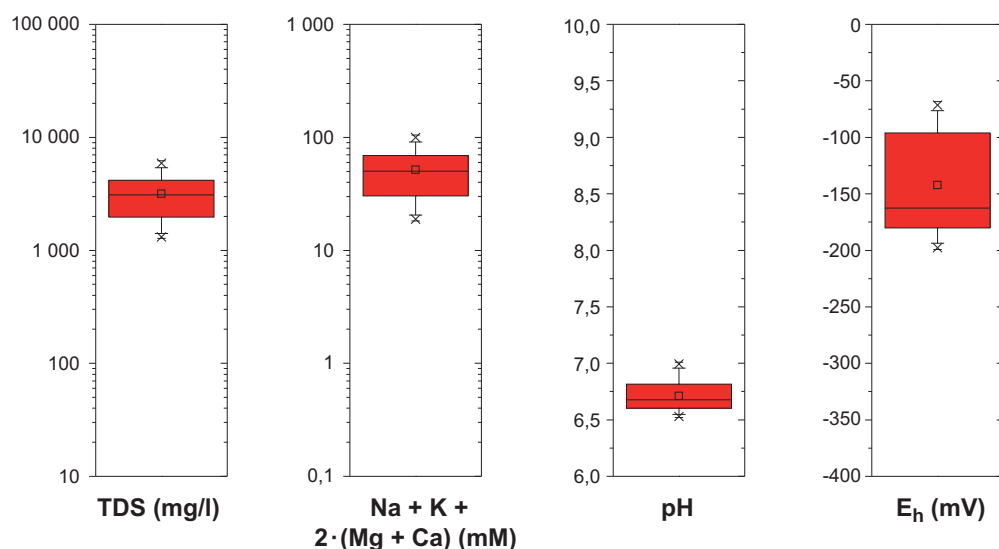
De hydrogeologiska beräkningsresultaten i /Vidstrand et al. 2010/, som beskrivs i avsnitt 10.4.6, har som resultat gett salthaltsfördelningar för förvarsområdet vid Forsmark under permafrost. En konstant lufttemperatur på $-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ har använts i simuleringarna. Dessa salthalter användes för att beräkna blandningsproportioner för en djupt liggande saltvattenkomponent och en komponent med meteoriskt vatten. Dessa blandningsproportioner användes sedan som indata till beräkningsprogrammet PHREEQC, där villkor om jämvikt med kalcit, kvarts, hydroxiapatit och antingen Fe(II)-oxyhydroxid eller amorf järnsulfid, FeS, infördes. Som ett resultat erhöles en detaljerad fördelning av sammansättningar. En fullständig beskrivning av tillvägagångssättet och resultaten finns i /Salas et al. 2010/.

Dessa modellresultat, som visas i figur 10-148, tyder på att under periglaciala förhållanden, när förvarsplassen vid Forsmark är utsatt för permafrost, kommer i) salthalterna att vara begränsade, vilket uppfyller säkerhetsfunktionsindikator R1b i figur 10-2, ii) katjonkoncentrationen uttryckt som laddning, $\sum q[M^{q+}]$, att vara högre än 4 mM, vilket uppfyller kriteriet R1c, iii) koncentrationerna av klorid, kalium, järn och sulfid att vara begränsade och pH att vara högre än 4 och under 11, i överensstämmelse med säkerhetsfunktionsindikatorerna och kriterierna R1d, R1e och R1f. Dessutom förväntas kolloidkoncentrationer att ligga kvar på låga nivåer eftersom tillräckligt höga jonstyrkor förväntas under dessa förhållanden.

Liksom för den tempererade perioden, som behandlas i avsnitt 10.3.7, har två geokemiska antaganden, nämligen jämvikt med avseende på amorf FeS eller Fe(III)-oxyhydroxid, simulerats för att uppskatta utvecklingen av redoxpotentialen i förvarsdomänen. Resultaten som visas i figur 10-148 tyder på att redoxpotentialerna under en permafrostperiod inte bör skilja sig väsentligt från de värden som föreligger under en tempererad period, vilka visas i figur 10-47.

Sulfid, H₂, CH₄ och löst organiskt kol

Hastigheten för sulfidproduktion genom mikrobiellt befrämjad SO₄²⁻-reduktion kan möjligen sjunka som en följd av de lägre temperaturerna. På grund av saltutfrysning kan sulfatkoncentrationerna bli högre än i slutet av en föregående tempererad period när utspätt grundvatten av meteoriskt ursprung dominerar. Det behövs reduktionsmedel för att en sulfatreduktion ska kunna äga rum. Under permafrostförhållanden kommer inflödet av organiskt material från ytan troligtvis att minska. Men reduktion av SO₄²⁻ kan också upprätthållas av de gasformiga grundvattenkomponenterna metan och vätgas, se diskussionen i avsnitt 10.3.7. Om mikrobiell sulfidproduktion sker under den här perioden



Figur 10-148. Permafrost: "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av den beräknade TDS-halten (totala halten lösta ämnen), $\sum q[M^{q+}]$, pH och E_h i den tilltänkta förvarsvolymen vid Forsmark. De statistiska måtten utgörs av medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximivärdena.

kommer den att vara begränsad av tillgången på främst CH₄ och löst organiskt kol, vilket behandlas i /Tullborg et al. 2010/. Flöden och maximal produktion av metan och vätgas har uppskattats utifrån grundvattnets innehåll av gas för tre platser på den fennoskandiska skölden: Forsmark, Laxemar och Olkiluoto /Delos et al. 2010/. Uppskattningar av gasflöden i Forsmark blir mycket osäkra eftersom det finns mycket få data, men de uppskattade flödena är lägre än $3 \cdot 10^{-10}$ mol/(m² år) för CH₄ och H₂. Slutsatsen är att flödet av dessa gaser endast bidrar i mindre omfattning till att upprätthålla den mikrobiella sulfidproduktionen.

Även om sulfidkoncentrationer erhålls från PHREEQC-modelleringen som beskrivs i underavsnittet ”Modellresultat” ovan så är åsikten den, av de skäl som sammanfattas i avsnitt 10.3.7, att de använda löslighetsbegränsningarna för jämvikt inte kan återge den varierande sulfidkoncentration som kan förväntas under periglaciala förhållanden. Sulfidkoncentrationerna för periglaciala förhållanden antas därför vara desamma som i den observerade fördelningen av sulfid i grundvatten under de nuvarande tempererade förhållandena, som följer efter en i tiden närliggande period med nedträngning av sulfatrikt havsvatten, se avsnitt 10.3.7. Fördelningen av sulfidkoncentrationer används för att uppskatta kapselkorrosionshastigheter under de periglaciala perioderna. Detta är ett försiktigt förhållningssätt. Sulfatkoncentrationer i grundvatten kan ha reducerats under en föregående lång tempererad period när försvarsplatsen utsatts för nedträngning av meteoriskt vatten. Detta leder i så fall till att hastigheterna för mikrobiell sulfidproduktion blir lägre. Saltutfrysning från dammar och sjöar, som påverkas av aerosoler med sulfatrikt havsvatten, kan leda till en lokal ansamling av sulfat. Detta bör emellertid inte inträffa vid Forsmark, eftersom Östersjön kommer att ligga en bit ifrån platsen under de periglaciala perioderna. Dessutom kan införseln av löst organiskt material från ytan minska på grund av det frusna marklagret och diffusionen uppåt av metan och vätgas i Forsmark är för långsam. Dessa argument tyder på att sulfidkoncentrationer under periglaciala förhållanden i allmänhet kan vara lägre än de som observerats under platsundersökningarna, vilka används i analysen av kapselkorrosion.

Med tanke på de låga metanflöden som uppskattats (se ovan i detta underavsnitt) kan möjligheten av betydande metanisbildning vid Forsmark uteslutas /Tohidi et al. 2010/.

Sammanfattningsvis kan permafrosten förflytta salter till försvarsdjup från de övre delarna av berggrunden, trots att grundvattnet med tiden kommer att spädas ut under den tempererade period som följer efter förvarets förslutning. Allt tyder på att de grundvatten som finns under permafrosten inte kommer att bli mer utspädda än under tempererade förhållanden. Tvärtom kan salthaltigt vatten förflyttas neråt i vattenförande sprickzoner. Därför förväntas katjonernas laddningskoncentrationer öka under permafrostperioder och uppfylla kriteriet för säkerhetsfunktionsindikator R1c i figur 10-2, $\sum q[M^{q+}] > 0,004$ mol/l. Vad gäller säkerhetsfunktionsindikator R1b kommer saltkoncentrationen på försvarsnivå på grund av utfrysning inte att bli så hög att buffertens och återfyllningens svälltryck sjunker, bland annat beroende på det gravitationsdrivna nedåtriktade flödet av salthaltigt vatten. Den här situationen kommer inte att förändras när permafrosten smälter under ett övergångsskede till en tempererad period.

För de viktigaste komponenterna i grundvattnet, som Cl, Na, Ca och andra katjoner och sulfat, är slutsatsen att de kommer att följa de salthaltstrender som behandlats ovan. Andra komponenter, bland annat vätekarbonat, kalium och järnsulfid, såväl som pH, styrs av relativt snabba kemiska reaktioner och förväntas förbli nästan opåverkade av permafrost. Därför förväntas kriterierna för säkerhetsfunktionsindikatorerna R1d och R1e i figur 10-2 vara uppfyllda, eftersom pH kommer att förbli lägre än 11 och koncentrationerna av K och Fe kommer att förbli begränsade. Sulfidkoncentrationer förväntas i allmänhet bli lägre än eller ligga på samma nivåer som de som påvisats under den tempererade perioden som föregår de periglaciala förhållandena.

Redoxförhållanden

Att bergvolymen ständigt är frusna kommer i praktiken leda till att den hydrauliska cirkulationen i berggrunden upphör, åtminstone lokalt. På så vis kan mikrobiella populationer i berggrunden komma att isoleras från ytan. Vissa reaktiva gaser som metan kan fångas upp som klatrater, speciellt i jordlager. Mikrober i den övre berggrunden och i jordar kommer att överleva i permafrosten och blir aktiva under den efterföljande smältningen. Därför förväntas inga förändringar i redoxstillståndet om inte näringskällorna förbrukas. På grund av den omfattande biologiska aktiviteten i det aktiva lagret /Hallbeck 2009/ kommer förekomsten av organiskt material vid ytan att bibehållas på ungefär samma nivåer som under tempererade förhållanden. Allt tyder på att grundvattnet före, under och efter permafrostsmältning kommer att vara reducerande på grund av en kombination av mikrobiella

och geokemiska reaktioner och processer. Modelleringsresultaten som presenterats i de föregående avsnitten ger stöd för dessa påståenden.

Sammanfattningsvis förväntas det inte att redoxförhållandena på förvarsdjup förändras under bildning och smältning av permafrost. De kommer att förbli reducerande, vilket krävs av säkerhetsfunktionsindikatorn R1a i figur 10-2.

Effekter av injektering, sprutbetong och betong på pH

De processer som beskrivs i avsnitt 10.3.7 för perioden med tempererat klimat efter förvarets förslutning kommer även att pågå under permafrostperioder. Om det finns tillräckligt med tid kommer allt injekteringsmedel att omvandlas först till kalciumsilikathydrater med låga kalcium/kiseldioxidförhållanden, och slutligen till kalcit och kiseldioxid /Luna et al. 2006, Galindez och Molinero 2009/. Den tid som processen tar kommer att bero på flödes hastigheten hos grundvattnet som strömmar kring de injekterade volymerna, men tider av storleksordningen 10^4 år förväntas.

Slutsatsen som drogs i avsnitt 10.3.7 gäller därför fortfarande. Effekten av injektering i sprickor blir att pH i deformationszoner stiger till värden runt 9 under relativt långa tidsperioder. Dessa värden ligger emellertid inom de gränser som sätts av kriterierna för säkerhetsfunktionsindikatorn R1e i figur 10-2.

Glaciation

Det finns nästan ingen information alls om de kemiska förhållandena i grundvatten i uppsprucket berg under en inlandsis och även nära isfronten. Detta beror på praktiska svårigheter under borrning och provtagning vid omgivningstemperaturer då borrvätskor och grundvattenprover fryser.

En översikt av sammansättningen i smältvatten från glaciärer ges i /Brown 2002/. Fastän en del av detta vatten som förväntat är mycket utspätt (1 mg/l) har en del berikats med lösta ämnen från mineralvittringsreaktioner och därmed uppnått salthalter på upp till 0,2 g/l. Andra exempel på utspätt granitiskt vatten är de prov som tagits i Gideå (0,33 g/l) och Grimsel (0,08 g/l). Fastän de är utspädda är båda dessa vattentyper nästan mättade med kalcit. De relativt höga pH-värdena, omkring 9, har sitt ursprung i vittringen av mineraler i berggrunden.

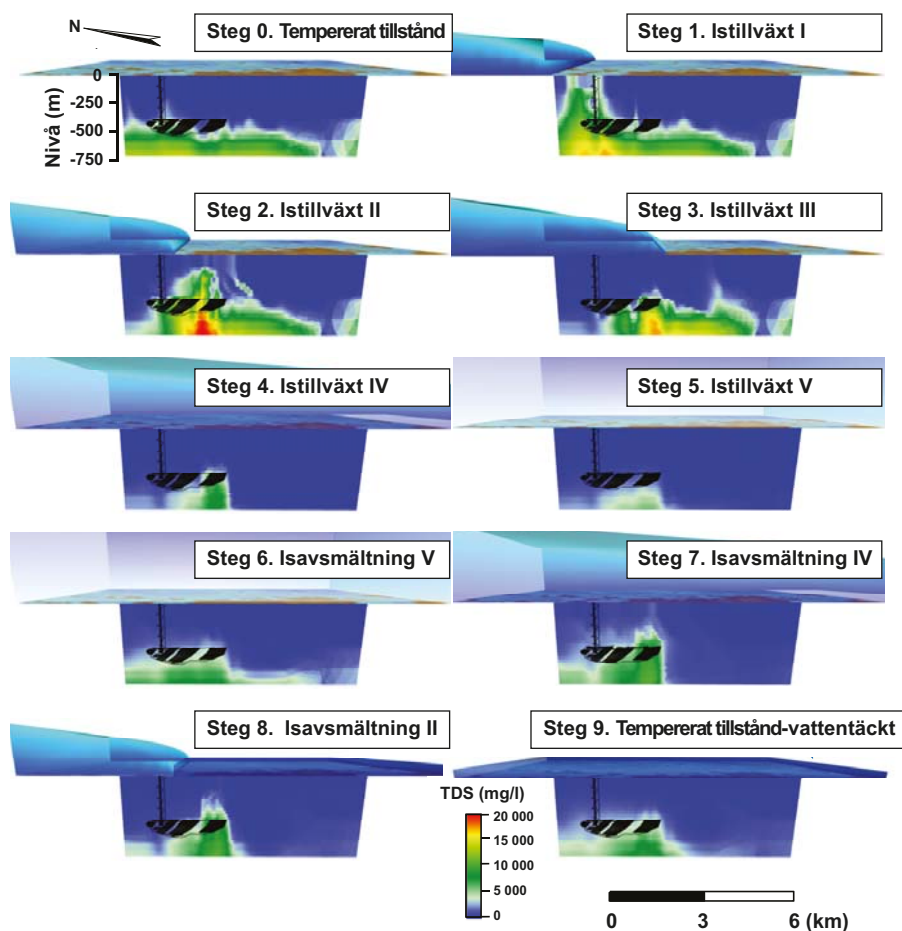
SKB har tillsammans med NWMO (Kanada) och Posiva (Finland) startat ett samarbetsprojekt för borrhålsborrning och provtagning av grundvatten i ett område nära Kangerlussuaq på Grönland. För närvarande måste utvärderingen av geokemiska förhållanden hos grundvatten under en glacial period nästan helt förlitas på modellerade resultat och, vilket är mycket viktigt, ett resonemang om de kemiska förhållandena.

Utveckling av salthalt och andra betydelsefulla naturligt förekommande komponenter i grundvatten

Under referensutvecklingens glaciationscykel (omkring 120 000 år) är förvarsplatsen vid Forsmark täckt av en inlandsis under ett fåtal perioder som totalt varar omkring 30 000 år, se avsnitt 10.4.1. Grundvattenflöden under det glaciala tillståndet har uppskattats i den superregionala skala som inbegriper den tilltänkta förvarsplatsen vid Forsmark /Vidstrand et al. 2010/. En fullständig beskrivning av dessa beräkningar ges i avsnitt 10.4.6 och i den ursprungliga rapporten. Resultaten från den modellen inkluderar utvärderingar av salthaltsfördelningen under en inlandsis. I modelleringen inkluderades situationer där inlandsisen rycker fram antingen över ofrusen terräng eller över ett område som utsatts för permafrost.

För fallet med en framryckande inlandsis över ofrusen mark har en glacial period på 18 850 år simulerats i tio steg, varvid framryckandet och tillbakadragandet av isfronten reproducerats. Tre hydrologiska scenarier har beaktats: i) när isfronten rycker fram till förvarsområdet (ungefär 2 900 år), ii) när förvaret är helt täckt av en bottenmältande inlandsis (15 000 år) och slutligen iii) när inlandsisen drar sig tillbaka (1 200 år) och området är täckt av en 100 m djup smältvattensjö.

Utspätt vatten av glacialt ursprung kan förväntas under en bottenmältande inlandsis. Betydande förändringar i grundvattensammansättningen kan förväntas så snart isfronten rycker fram över förvarsområdet. De beräknade resultaten som visas i figur 10-149 tyder på att salthalterna i den övre delen av den modellerade domänen vanligtvis är lägre än 2 g/l. Modellresultaten åskådliggör även uppträngningen av djupt liggande salthaltigt vatten som sker under en framryckande och en tillbakadragande bottenmältande inlandsis. De beräknade salthalterna kan nå värden på upp till 20 g/l på platser som påverkas av uppträngning. Eftersom inlandsisens framryckande är en relativt snabb

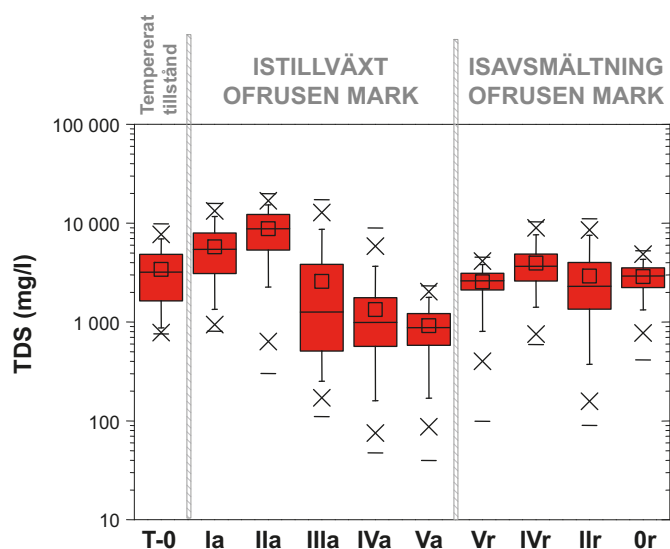


Figur 10-149. Inlandsis som rycker fram och drar sig tillbaka över ofrusen mark. Förändringar i fördelningen av TDS (total halt av lösta fasta ämnen, mg/l) som visas i vertikala snitt när en isfront rycker fram och drar sig tillbaka över det ofrusna förvarsområdet vid Forsmark. Figuren visar resultat under isfrontens framryckande (1 till 6) och isens tillbakadragande (7 till 10) vilka beräknats med den modell som beskrivits i avsnitt 10.4.6 /Vidstrand et al. 2010/. När isfronten drar sig tillbaka är området täckt av en 100 m djup sjö av glacialt smältvatten.

process och tillbakadragandet går ännu snabbare, förutsägs det att förhållandena med höga salthalter som längst varar endast under några få sekel. Grundvattensdata från prover som tagits vid Forsmark under platsundersökningarna tyder på att det finns en komponent bestående av glacialt smältvatten på förvarsdjup /Laaksoharju et al. 2008/, vilket ger kvalitativt stöd för de resultat som visas i figuren.

I figur 10-150 presenteras de beräknade förändringarna i tiden av salthaltsfördelningen (total mängd lösta fasta ämnen), när en inlandsis rycker fram över ofrusen mark och drar sig tillbaka bakom en sjö med glacialt smältvatten. Figuren visar resultaten inom den tilltänkta förvarsvolymen vid Forsmark (på grund av det hydrogeologiska modellnätet har djup mellan 432 och 528 m inkluderats). Den beräknade salthalten är inte homogent fördelad. Beräkningarna visar grundvatten med salthalter mellan omkring 0,03 g/l (under och kort efter inlandsisens framryckande över förvaret) och 20 g/l som en följd av uppträngningen av djupt liggande salthaltigt vatten när isfronten ligger ovanpå förvaret.

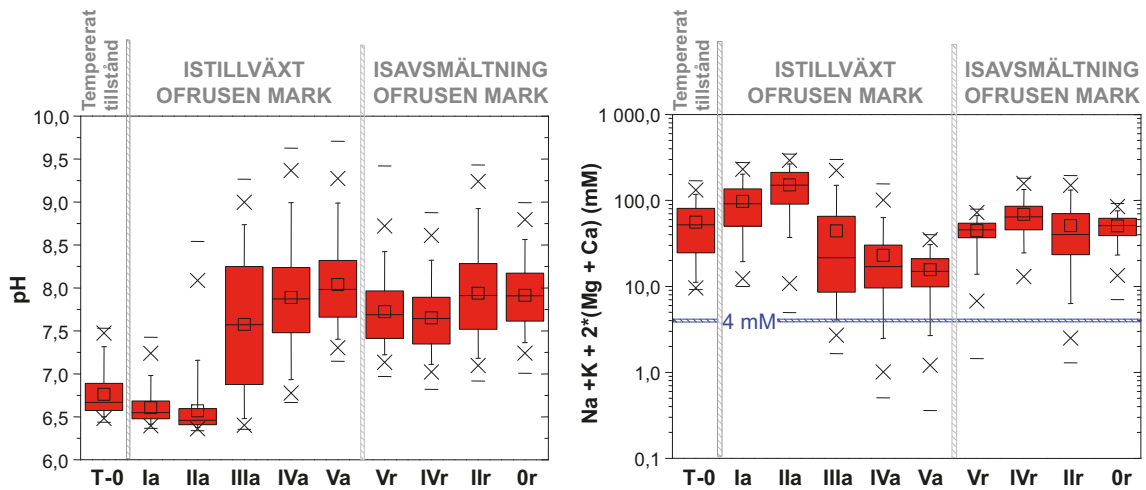
De hydrogeologiska beräkningsresultaten i /Vidstrand et al. 2010/ som beskrivs i avsnitt 10.4.6 ger salthaltsfördelningar för förvarsområdet vid Forsmark under framryckande och tillbakadragande av en inlandsis. Modellering har gjorts för en inlandsis som rycker fram över såväl ofrusen mark som permafrostmark. Förfarandet som används för att erhålla blandningsproportionerna av vattentyperna beskrivs ovan i underavsnittet ”Modellering”. Dessa blandningsproportioner användes sedan som indata till beräkningsprogrammet PHREEQC, där villkor om jämvikt med kalcit, kvarts, hydroxiapatit och Fe(II)-oxyhydroxid infördes. Som ett resultat erhöles en detaljerad fördelning av sammansättningar. En uttömmande beskrivning av resultaten finns i /Salas et al. 2010/.



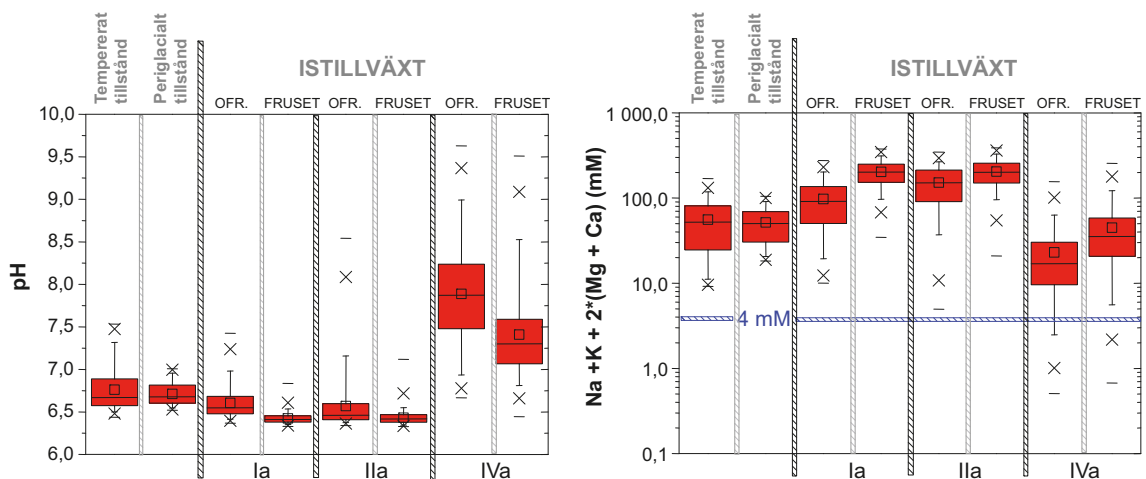
Figur 10-150. Inlandsis som rycker fram och drar sig tillbaka över ofrusen mark. "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av den beräknade TDS-halten (totala halten lösta fasta ämnen) i den tilltänkta förvarsvolymen vid Forsmark. Figuren åskådliggör den stationära tempererade modellen (till vänster) och TDS-fördelningen i de olika stadierna av inlandsisens framryckande över ofrusen mark (isfrontslägen Ia till Va) och inlandsisens tillbakadragande (isfrontslägen Vr till Or). De statistiska måtten utgörs av medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximi- och minimivärdena.

Endast resultaten från ett av de modellerade fallen i /Vidstrand et al. 2010/ med en inlandsis som rycker fram över ett permafrostområde har använts för den geokemiska modellering som beskrivs här, nämligen modellen i vilken det finns en kvarvarande permafrostzon under inlandsisen under framryckandet. Den här zonen sträcker sig 2 km under isen från iskanten. Figur 10-152 visar en jämförelse mellan några av beräkningsresultaten för inlandsisens framryckande över ofrusen mark och resultat för framryckandet över permafrost. En uttömmande beskrivning av beräkningsresultaten ges i /Salas et al. 2010/. Observera att modellresultaten är mycket osäkra, då det nästan inte finns några data från fältförsök som avser de kemiska förhållandena i granitisk berggrund under eller nära en inlandsis.

Kemiska komponenter som inte reagerar kemiskt i någon större omfattning, som Cl, Na, sulfat och möjligen i viss grad Ca, följer de mönster för salthalt under inlandsisen som beskrivs ovan. Beräkningen av $\sum q[M^{q+}]$ som visas i figurerna 10-151 och 10-152, såväl som resultaten i figurerna 10-139 och 10-140, tyder på att utspätt smältvatten, med $\sum q[M^{q+}] < 4$ mM, kan förekomma inom den tilltänkta förvarsvolymen under några tidsperioder under inlandsisens framryckande och tillbakadragande, vilket medför att kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1c inte är uppfyllt. För den glaciala perioden exponeras något mindre än två procent av deponeringspositionerna (se figurerna 10-139 och 10-140) för utspädda förhållanden under en framryckande isfront, medan endast något mer än en procent av deponeringshålerna exponeras för utspädda förhållanden under en antagen period av 100 000 år med förhållanden som svarar mot ett glacialt maximum. Andelen utspädda förhållanden är något högre i figurerna 10-151 och 10-152, eftersom de visar alla grundvatten i bergvolymen nära förvaret, det vill säga på djup mellan 432 och 528 m i det hydrogeologiska modellnätet. Som visas i figur 10-32 skulle det likaså ta upp till 60 000 år av tempererade förhållanden att nå utspädda förhållanden i en procent av deponeringspositionerna. För permafrostförhållanden tyder allt på att grundvatten som finns under permafrost inte kommer att bli mer utspädda än under tempererade förhållanden. Resultaten med den hydrogeologiska modellen, enligt avsnitt 10.4.6 ovan, tyder på att efter det att inlandsisen dragit sig tillbaka helt så återgår salthalterna, som visas i figur 10-150, och katjonkoncentrationen, som visas i figur 10-151, ungefär till de nivåer som de uppskattas ligga på innan den glaciala perioden påbörjas. Dessa resultat motsäger inte de observationer som gjorts för dagens salthalter i Forsmark. Den övergripande slutsatsen är att mindre än två procent av deponeringspositionerna kan antas bli utsatta för utspädda förhållanden under en glaciationscykel och de kommer endast att vara utsatta för dessa förhållanden under en bråkdel av tiden.



Figur 10-151. Inlandsis som rycker fram och drar sig tillbaka över ofrusen mark. "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av beräknade pH-värden (till vänster) och säkerhetsfunktionsindikatorn $\sum q[M^{q+}]$ (till höger) för positionerna inom den tilltänkta försvarsvolymen vid Forsmark. Figuren åskådliggör den stationära tempererade modellen (T-0 till vänster) och fördelningen av pH eller katjonkoncentrationer i olika stadier av inlandsisens framryckande över ofrusen mark (isfrontslägen Ia till Va) och inlandsisens tillbakadragande (isfrontslägen Vr till Or). De statistiska måtten utgörs av medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximi- och minimivärdena.



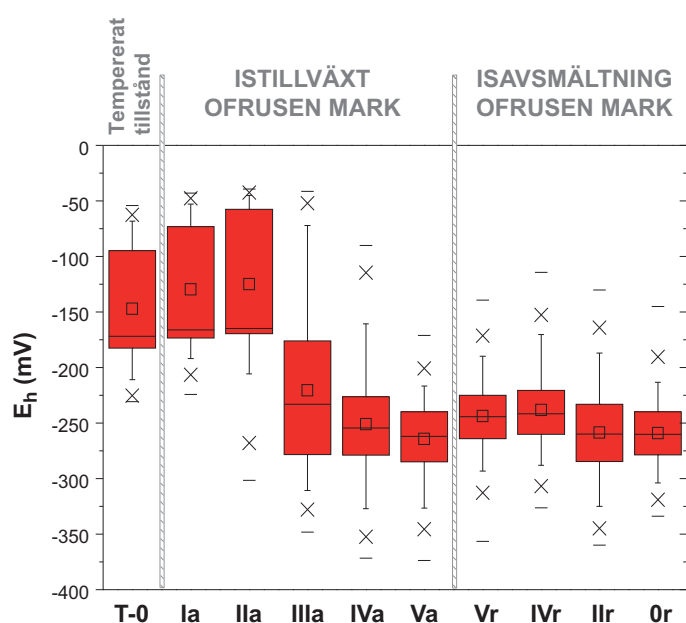
Figur 10-152. Jämförelse mellan framryckandet av en inlandsis över ofrusen terräng och framryckandet över ett permafrostområde för olika isfrontslägen: "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av pH-värden och säkerhetsfunktionsindikatorn $\sum q[M^{q+}]$ för positionerna inom den tilltänkta försvarsvolymen vid Forsmark. Figuren åskådliggör den stationära permafrostmodellen (till vänster, isfrontsläge "0") och pH-värdena och katjonkoncentrationerna i olika stadier av inlandsisens framryckande över permafrostmark (isfrontslägen I till IV). De statistiska måtten utgörs av medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximi- och minimivärdena.

Andra komponenter, som vätekarbonat, järn, sulfid och pH, som styrs av relativt snabba kemiska reaktioner och reaktioner med mineraler, kan också påverkas av de glaciala förhållandena i mindre omfattning. Resultaten för de beräknade pH-värdena, som visas i figur 10-151 (och i figur 10-152 för framryckandet av en inlandsis över permafrost), tyder på att de glaciala förhållandena kan leda till en generell ökning av pH-värdena. Detta är en effekt som exempelvis observerats i grundvatten vid Grimsel, se till exempel /Degueldre et al. 1989/. Säkerhetsfunktionskriterierna R1d och R1e i figur 10-2 kommer att vara uppfyllda, eftersom pH kommer att förbli lägre än 11 och koncentrationerna av K och Fe kommer att förbli begränsade som visas i figurerna i /Salas et al. 2010/, medan grundvattenkoncentrationerna av sulfid behandlas nedan.

Figur 10-152 och andra resultat i /Salas et al. 2010/ tyder på att extrema värden kan förekomma för ett fåtal av de modellerade nätverkspunkterna även om de beräknade kemiska förhållandena hos grundvattnet i allmänhet uppvisar ett smalare värdeintervall i fallet då inlandsisen rycker fram över permafrost jämfört med då den rycker fram över ett ofruset område. Till exempel kan katjonkoncentrationerna vara lägre i fallet då inlandsisen rycker fram över permafrost.

Liksom för de tempererade och periglaciala förhållandena har två geokemiska antaganden, nämligen jämvikt med avseende på amorf FeS eller Fe(III)-oxyhydroxid, simulerats för att uppskatta utvecklingen av värdena för E_h (redoxpotentialen) i förvarsdomänen. Eftersom modellen är grundad på kemisk jämvikt antas det att syresatt vatten inte förekommer. Under jämviktstillstånd kan allt nedträngande syre i det glaciala smältvattnet reagera med Fe(II)-mineraler som ingår i modellen.

De beräknade E_h -värdena i fallet då en inlandsis rycker fram och drar sig tillbaka över ofrusen mark visas i figur 10-153. På grund av det införda villkoret för mineraljämvikt återspeglas de generella variationerna i pH-värdena, som visas i figur 10-151, motsvarande variationer i de beräknade E_h -värdena, eftersom dessa två variabler är omvänt beroende av varandra genom reaktionen $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{s}) + 3\text{H}^+ + \text{e}^- \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O}$. Liknande E_h -värden erhålls från modelleringen av framryckandet av en inlandsis över permafrost /Salas et al. 2010/.



Figur 10-153. Inlandsis som rycker fram och drar sig tillbaka över ofrusen mark. "Box and whisker"-diagram som visar den statistiska fördelningen av beräknad E_h (redoxpotential) för positionerna i den tilltänkta förvarsvolymen vid Forsmark. Figuren åskådliggör den stationära tempererade modellen (till vänster) och de beräknade E_h -värdena i olika stadier av inlandsisens framryckande över ofrusen mark (isfrontslägen Ia till Va) och inlandsisens tillbakadragande (isfrontslägen Vr till Or). De statistiska måtten utgörs av medianen, den 25:e och 75:e percentilen (box), medelvärdet (kvadrat), den 5:e och 95:e percentilen (vertikala linjer), den 1:a och 99:e percentilen (kryss) samt maximi- och minimivärdena.

Omedelbart efter tillbakadragandet av en inlandsis kommer, som diskuterats i avsnitt 10.4.1, isostatisk sänkning att hålla ner markytan vid försvarsplatsen under Östersjöns yta under en period, se avsnitt 10.4.1. I referensutvecklingen, som är en upprepning av den senaste glaciationscykeln, Weichselglacialen, förväntas försvarsplatsen vid Forsmark ligga under sjöar av glacialt smältvatten, och under hav eller bräckt vatten under en period från några tusen år till kanske tiotusen år.

Den platsbeskrivande modelleringen av försvarsplatsen vid Forsmark efter tillbakadragandet av den senaste inlandsisen fram till i dag /Laaksoharju et al. 2008/ och den hydrogeologiska modelleringen i SR-Site /Joyce et al. 2010/ visar båda på en relativt snabb omsättning av grundvatten, i vilken glacialt smältvatten byts ut med en rad olika vattentyper som tränger ned från ytan. Dessa är Littorinahavet som gradvis utvecklas till nutidens Östersjön, och slutligen meteoriskt vatten i modern tid.

Beträffande salthalt och katjonkoncentrationen tyder modellresultaten som redovisats ovan på att förhållandena då försvarsplatsen är vattentäckt av en glacial smältvattensjö liknar de förhållanden som påvisats innan glaciationen påbörjas, se resultaten för den inledande stationära tempererade perioden "T-0" och isfrontslägena "0e" i figurerna 10-150 och 10-151. Andra mer reaktiva grundvattenegenskaper, som E_h och pH, kan förbli påverkade, se figurerna 10-151 och 10-153. För alla grundvattenförhållanden förväntas emellertid säkerhetsfunktionsindikatorerna och kriterierna R1a till R1f i figur 10-2 vara uppfyllda.

Den eventuellt förekommande nedträngningen av vatten med marint ursprung under korta tidsperioder efter en glaciation har modellerats i SR-Site /Joyce et al. 2010, Salas et al. 2010/. Inom en sådan period, som är jämförbar med episoden med Littorinahavet, som uppnådde sin maximala salthalt 4000 f Kr, kan grundvattnets salthalt på försvarsdjup öka till följd av densitetsdrivet grundvattenflöde. Detaljerade resultat av de modellerade kemiska förhållandena redovisas i /Salas et al. 2010/. Resultaten som modellerats för 3000 f Kr visar att effekterna av nedträngningen av havsvatten på försvarsdjup är tidsfördröjd och att andelen vatten från Littorinahavet i försvarsvolymen är större i dag än den var då. De beräknade grundvattensammansättningarna för 3000 f Kr visar att laddningskoncentrationen av katjoner kring förvaret är betydligt högre än 0,004 mol/l, vilket är kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1c i figur 10-2. Eftersom salthalterna inte förväntas öka till högre nivåer än de för havsvatten under någon tidsperiod kommer inte återfyllningens svällförmåga att påverkas, se säkerhetsfunktionsindikator R1b.

Liksom i fallet med permafrost kommer intensiteten av mikrobiellt befrämjad SO_4^{2-} -reduktion under bildning av sulfid troligtvis att minska under en inlandsis på grund av de lägre temperaturerna. Jämfört med en föregående permafrostperiod kan sulfatkoncentrationerna komma att öka under de korta perioderna med uppträngande vatten och de kommer att minska väsentligt under de längre perioderna med nedträngning av glacialt smältvatten, även om uppträngningsprocessen i Forsmark, där djupt liggande salthaltigt vatten har lågt sulfatinnehåll, inte borde öka sulfatkoncentrationerna i någon nämnvärd omfattning. Under alla omständigheter måste det finnas ett reduktionsmedel för att sulfat ska kunna reduceras, och under glaciala förhållanden kommer inflödet av organiskt material från ytan troligtvis att vara lägre. Reduktionen av SO_4^{2-} skulle även kunna upprätthållas av de gasformiga komponenterna metan och vätgas i grundvattnet, se diskussionen i avsnitt 10.3.7. Uppskattningar av flödet av CH_4 och H_2 i Forsmark är mycket osäkra eftersom det finns mycket få data, men de uppskattade flödena för dessa gasformiga ämnen är lägre än $3 \cdot 10^{-10}$ mol/(m² år) /Delos et al. 2010/. Slutsatsen är att flödet av dessa gaser endast bidrar till mikrobiell sulfidproduktion i mindre omfattning. Det mesta tyder därför på att sulfidkoncentrationerna blir lägre under en glacial period, se även diskussionen i /Tullborg et al. 2010/.

Även om sulfidkoncentrationer kan erhållas för jämvikt med antingen amorf FeS eller Fe(III)-oxyhydroxider, av de skäl som sammanfattas i avsnitt 10.3.7, anses de löslighetsbegränsningar som används för jämvikt inte kunna återge den variation av sulfidkoncentrationer som kan förväntas under glaciala och vattentäckta förhållanden. Därför antas sulfidkoncentrationerna för de glaciala och vattentäckta förhållandena vara desamma som den observerade sulfidfördelningen i grundvatten under de nuvarande tempererade förhållandena, som följer efter en i tiden närliggande period med inträngning av sulfatrikt havsvatten, se avsnitt 10.3.7. Den här fördelningen av sulfidkoncentrationer används för att uppskatta kapselkorrosionshastigheter under de glaciala och vattentäckta perioderna. Glacialt smältvatten förväntas emellertid komma att ha låga koncentrationer både av sulfat och av reduktionsmedel som DOC, metan och vätgas. Därför bör mikrobiell sulfatreduktion under en glacial period vara mer begränsad än under andra klimatförhållanden. Det är därför pessimistiskt att använda den sulfidfördelning som observerats under platsundersökningarna vid analysen av kapselkorrosion under glaciala förhållanden.

Baserat på utvärderingen som redovisats i det här underavsnittet kan följande slutsatser dras om utvecklingen av salthalt och andra relevanta komponenter i grundvatten under glaciala förhållanden.

- Utspätt smältvatten, med $\sum q[M^{q+}] < 4$ mM, kan förekomma inom förvarsvolymen under en viss tidsperiod under framryckandet och tillbakadragandet av en inlandsis, vilket bryter mot kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1c. Uppträngning av djupt liggande salthaltigt grundvatten under den glaciala perioden förväntas inte påverka återfyllningens svällförmåga, vilket svarar mot säkerhetsfunktionsindikatorn R1b.
- Huvudsakliga komponenter i grundvatten, som Cl, Na, sulfat och möjligen Ca, kommer att följa salthaltstrenderna. Det är troligt att andra komponenter, som vätekarbonat, kalium, järn, sulfid och pH som styrs av relativt snabba kemiska reaktioner och upplösning/utfällning av mineraler, påverkas i mindre grad av de glaciala förhållandena. Alla tecken pekar emellertid mot utspätt vatten med relativt högt pH. Kriterierna för säkerhetsfunktionsindikatorerna R1d och R1e i figur 10-2 kommer att vara uppfyllda, eftersom pH kommer att förbli lägre än 11 och koncentrationerna av K, HS⁻ och Fe kommer att förbli begränsade. Sulfidkoncentrationerna förväntas vara lägre än för tempererade förhållanden.
- Som tidigare nämnts förväntas i allmänhet salthaltsnivåerna sjunka under glaciala perioder. Kolloider är kända för att bli mycket instabila vid höga jonstyrkor, i synnerhet vid höga koncentrationer av divalenta katjoner (Ca²⁺). Under perioder med glaciation, med företrädesvis utspätt grundvatten, kan det därför inte uteslutas att kolloider kan frigöras och transporteras med grundvattnet. Men en hög potential för kolloidal stabilitet medför nödvändigtvis inte att kolloidkoncentrationerna blir höga. Till exempel har det visats att det granitiska grundvattnet vid Grimsel – som är ganska utspätt och där kolloider, om de bildas, är relativt stabila – har låga kolloidkoncentrationer ($\leq 0,1$ mg/l). Anledningen till detta är inte uppenbar. Det kan finnas en okänd mekanism som för bort kolloider vid platsen, eller så kan bildningen av kolloider vara obetydlig. Därför blir slutsatsen att det finns en potential för högre kolloidkoncentrationer i grundvatten under en glacial period, speciellt under framryckandet och tillbakadragandet av inlandsisen när grundvattenhastigheterna är som högst. En övre gräns är de högsta kolloidkoncentrationerna som rapporterats i /Birgersson et al. 2009/, omkring 40 g/l.

Redoxförhållanden

Som diskuterats i det föregående avsnittet förväntas tillfälliga förändringar i grundvattenförhållandena uppstå under en glaciationscykel. Korta perioder med uppträngning av djupt liggande reducerande grundvatten kommer att följas av längre perioder med nedträngning av glacialt smältvatten i berget. Efter en viss tid kan situationen se ut som i figur 10-149, dvs med grundvatten som huvudsakligen har sitt ursprung i smältvatten från is i stora bergvolymen. Det har förts fram argument för att om förekomsten av lösta atmosfäriska gaser i glacialt smältvatten vore hög, så skulle det kunna medföra att reducerande förhållanden inte längre råder på förvarsdjup. Detta innebär i så fall att säkerhetsfunktionsindikatorkriteriet R1a inte är uppfyllt, se exempelvis /Puigdomenech et al. 2001/.

Stora förändringar i de hydrogeologiska förhållandena förväntas när isfronten passerar över förvarsvolymen vilket behandlats i avsnitt 10.4.6. Under dessa perioder, som kommer att bli relativt begränsade i tiden, kan stora mängder glacialt smältvatten tränga ned i berget på grund av den drastiska förändringen i hydrauliska gradienter. Under den resterande delen av en glaciationscykel kommer storleken av den hydrauliska gradienten över förvarsvolymen att vara avsevärt lägre, med grundvattenflöden som inte väsentligt skiljer sig från de under tempererade förhållanden och som sannolikt kommer att vara lägre.

Under kompakteringen av snö till glaciäris inkorporeras stora mängder luft /Martinerie et al. 1992/. Därför kan tillrinnande glacialt smältvatten under isen innehålla löst koldioxid och syre med nivåer som är högre än de koncentrationer som förväntas för genomluftat vatten. Syrekoncentrationen i rent vatten i jämvikt med luft är temperaturberoende – vid 20 °C är den ungefär 0,25 mM. För glacialt smältvatten har den högsta syrekoncentrationen uppskattats till 1,4 mM baserat på teoretiska begränsningar /Ahonen och Vieno 1994/. Det har dock konstaterats att avsevärt lägre värden normalt uppmäts i fältprover av glacialt smältvatten, i intervallet 0 – 0,16 mM /Gascoyne 1999/. Det går att hitta belägg för att avgasning har bidragit till de observerade låga syrenivåerna i dessa fältprov. Likaså kan fotosyntetisk och heterotrof mikrobiell aktivitet på ytan av glaciärer delvis förklara det låga syreinnehållet /Hallbeck 2009/. Dessutom reagerar glacialt smältvatten snabbt med subglaciala bergmineraler och bergmaterial /Wadham et al. 2010/. De sulfatmängder som finns i glacialt smältvatten /Brown 2002, Cooper et al. 2002/ och som förmodligen producerats genom oxidation

av pyrit ($4 \text{FeS}_2 + 14 \text{H}_2\text{O} + 15 \text{O}_2 \rightarrow 16 \text{H}^+ + 8 \text{SO}_4^{2-} + 4 \text{Fe}(\text{OH})_3$) räcker för att förklara de låga syrekoncentrationer som observerats. En högst rimlig slutsats är därför att en försiktig angiven syrekoncentration för nedträngande glacialt smältvatten är 0,3 mM /Sidborn et al. 2010/.

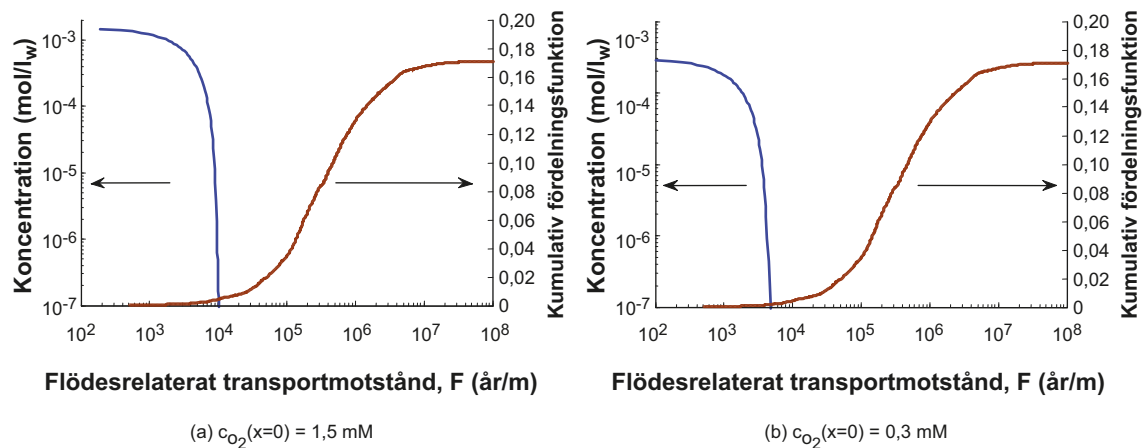
Under tempererade förhållanden innehåller det översta jordlagret och den översta delen av berget relativt stora mängder organiskt material. Nedbrytning av organiska substanser som befrämjats av mikrober förklarar avsaknaden av syre på större djup än några meter i berggrunden vid Forsmark. Det är osäkert hur stor mängd nedbrytbara organiska ämnen som finns under en glaciationsperiod, även om mikrobiell aktivitet kan iaktas på ytan av de flesta glaciärer och i glacialt smältvatten /Hallbeck 2009/. Den huvudsakliga reduktionsförmågan i frånvaron av organiskt material tillskrivs mineraler med tvåvärt järn i berggrunden. Biotit i bergmatrisens massiva delar och klorit i närheten av sprickor har visats dominera reduktionsförmågan i frånvaro av organiska ämnen. Innehållet av tvåvärt järn i de massiva delarna av berggrunden är ungefär en viktprocent i de dominerande bergarterna i Forsmark, vilka är tillgängliga genom diffusion i bergmatrisens porer. Sprickmineraler som är direkt tillgängliga i vattenförande sprickor har ännu större innehåll av tvåvärt järn.

Nedträngning av syrerikt glacialt smältvatten i sprickor i granitiskt berg under en bottenmältande inlandsis har undersökts i flera modelleringsarbeten, varav en tidig studie gjordes av /Neretnieks 1986/. /Guimerà et al. 1999/ visade att en förändring i redoxpotential kan förväntas på förvarsdjup under vissa omständigheter. /Sidborn och Neretnieks 2003, 2004/ undersökte möjlig inverkan av mikroorganismer i sprickor, men drog slutsatsen att det i slutänden är diffusionsmotståndet i bergmatrisens porer som styr syreförbrukningshastigheten.

Resultaten från dessa studier, tillsammans med senare modelleringsarbeten /Sidborn och Neretnieks 2008, Spiessl et al. 2010, Sidborn et al. 2010/, bekräftar att förhållandet mellan flödesvätt yta och flödes hastighet, ofta benämnt det flödesrelaterade transportmotståndet (eller *F*-faktorn) är en central parameter i studier av växelverkan mellan löst syre i det strömmande vattnet och mineraler i berget.

Under relativt korta tider då reducerande mineraler exponeras för det strömmande vattnet i sprickan utvecklas en pseudostationär syrekonzentrationsprofil på ett visst avstånd nedströms. Det kan även visas /Auqué et al. 2006, Sidborn och Neretnieks 2008/ att inflödet av syre i det här fallet exakt balanseras av upplösningen av reducerande mineraler på det avståndet utefter flödesvägen. Med hänsyn till reduktionsförmågan hos berggrunden i Forsmark kan den här pseudostationära situationen råda under mer än tusen år. När reduktionsförmågan slutligen minskat väsentligt efter direkt exponering för det strömmande vattnet utefter flödesvägen, blir effekten av diffusionsmotståndet i bergmatrisens porer allt mer påtaglig, vilket begränsar oxidationshastigheten. När oxidationsreaktionen blir diffusionsbegränsad är den tid som krävs för att syre ska transporteras en viss sträcka utefter flödesvägen proportionell mot kvadraten på motsvarande *F*-faktor /Sidborn och Neretnieks 2008/. Syrekonzentrationsprofilen för den pseudostationära situationen med oxidationshastigheten begränsad av abiotisk kemisk kinetik åskådliggörs av de blå kurvorna i figur 10-154 för förhållandena vid Forsmark /Sidborn et al. 2010/. Dessa kurvor har beräknats med pessimistiska parametervärden och antaganden, som förklaras senare i avsnitt 12.6.2 och i /Sidborn et al. 2010/. En försiktig angiven syrekonzentrationsprofil för glacialt smältvatten är 0,3 mM. Motsvarande pseudostationära syreprofil utefter en inströmningsväg, under några andra pessimistiska antaganden, visas som den blå kurvan i figur 10-154b. Enligt denna figur kan glacialt smältvatten med en kvarvarande syrekonzentrationsprofil på 0,1 μM nå ett avstånd utefter flödesvägen motsvarande en *F*-faktor på omkring 5 000 år/m. Dessa generella resultat för de pseudostationära syrekonzentrationsprofilerna är kopplade till *F*-faktorer från platspecifik hydrogeologisk modellering som redovisas i avsnitt 10.4.6. Resultat från bakåtspårning av partiklar för olika glaciationsscenarier redovisas i /Joyce et al. 2010/ för fullständiga flödesvägar från markytan till varje deponeringsposition. *F*-faktorerna beräknas med en alternativ representation av modellen för grundvattenflöde, se avsnitt 12.6.2, underavsnitt "F-faktorer". Kumulativa *F*-faktorer för den mest pessimistiska glaciala situation, när isfronten är belägen precis ovanför förvarsvolymen (isfrontsläge III), åskådliggörs av den röda kurvan i figur 10-154. Endast 1 184 av 6 916 flödesvägar har tagits med i den kumulativa fördelningen i figuren. Antingen nådde inte de resterande partiklarna fram till ytan under simuleringstiden eller också har inflödet utanför den modellerade domänen eller deponeringslägena uteslutits enligt FPC eller EFPC.

Som visas i figur 10-154 finns det en liten överlappning mellan syrekonzentrationsprofilen och *F*-faktorerna när pessimistiska antaganden görs för beräkning av syrenedträngningsdjupet, vilket tyder på att deponeringspositioner kan nås av syre med koncentrationer som överskrider 0,1 μM under dessa förhållanden.



Figur 10-154. Generella pseudostationära syrekonzentrationsprofiler (blå kurvor) och den kumulativa fördelningsfunktionen (CDF; cumulative distribution function) för det flödesrelaterade transportmotståndet (eller F -faktorn) för den mest pessimistiska glaciala situationen (isfrontsläge III). Syrekonzentrationen i det tillrinnande smältvattnet (för $F=0$) är (a) 1,5 mM och (b) 0,3 mM. Från /Sidborn et al. 2010/.

Det är viktigt att påpeka att det kumulativa resultatet (röd kurva i figur 10-154) erhålls för en ”ögonblicksbild” av de mest pessimistiska lägena för isfronten. Under inlandsisens framryckande eller tillbakadragande, med en normal hastighet mellan 50 och 300 m/år, passerar fronten över det område som förvarsvolymen tar upp vid markytan (en sträcka på några km) under mindre än 100 år. Med en sådan hastighet hos isfronten förändras de hydrauliska förhållandena avsevärt enligt de hydrogeologiska modellresultaten. Flödesmönstret utvecklas så att inströmningsvägar för ett givet isfrontsläge kan utgöra utströmningsvägar i ett annat och flödes hastigheter och hydrauliska gradienter förändras på ett sådant sätt att F -faktorerna för inströmningsvägar som når förvaret kan bli flera storleksordningar mindre eller större.

I en situation där inlandsisen rycker fram över ett periglacialt (fruset) område, visar en jämförelse mellan resultat från den modellering som beskrivs i avsnitt 10.4.6 och i /Vidstrand et al. 2010/ att inströmningsvägarna i de flesta fall har högre flödesrelaterade transportmotstånd (F -faktorer). De lägsta F -värdena ökar åtminstone med en faktor 3,6, beroende på vilket isfrontsläge som beaktas.

Om mikrobiell aktivitet och reducerande sprickbeläggningar beaktas (utöver en intakt bergmatris och abiotiska reaktionshastigheter) kommer ett lägre F -värde att ge samma syreförbrukning utefter flödesvägen. I ett flödesvägsområde där de reducerande mineralerna på sprickytorna ännu inte är fullständigt oxiderade exponeras Fe(II)-mineralerna för det strömmande vattnet i sprickan. I en sådan miljö är det troligt att mikrobpopulationer frodas och befrämjar oxidationsreaktionen. Det är dock inte möjligt att kvantifiera i vilken omfattning reaktionshastigheten skulle öka.

Slutsatsen är därför att för situationer där inlandsisen rycker fram eller drar sig tillbaka med konstant hastighet kan syrenedträngning uteslutas, eftersom den beräknade blå kurvan i figur 10-154b kommer att förskjutas åt vänster om exempelvis sprickmaterial och mikrobiella processer beaktas, och F -värdena skulle förskjutas åt höger i situationen med en framryckande inlandsis när platsen är påverkad av permafrost.

ORP-mätningar (Oxidation Reduction Potential, ORP) i jordrör har visat att större delen av syret under dagens förhållanden utarmas inom ett avstånd på några få meter på förvarsplatsen, se /Sidborn et al. 2010/ och tillhörande referenser. Även om inte någon generell trend med syrenedträngning på större djup än några meter kan urskiljas, utesluter inte detta möjligheten av större nedträngningsdjup i transmissiva domäner som exempelvis deformationszoner, där endast enstaka prover har tagits. Under tempererade förhållanden efter en inlandsis tillbakadragande återställs de reducerande förhållandena i berget som är direkt exponerat för det strömmande grundvattnet /Banwart 1999/. Därför förväntas det inte finnas några spår av tidigare nedträngningar av syrerikt glacialt smältvatten. Utöver platsundersökningarna som gjorts vid Forsmark har redoxövergångszoner undersökts på många platser i Norden, såväl som på olika platser över hela världen. Även om de förutvarande hydrauliska egenskaperna på många av de undersökta platserna är svåra att utvärdera är det viktigt att påpeka att spår av syrenedträngning sällan observeras på större djup än 200 m.

Baserat på observationer och resultat från pessimistisk modellering, kan sammanfattningsvis syrenedträngning till förvaringsdjup i högtransmissiva deformationszoner inte uteslutas. Modellresultaten för en syrekonzentration på 0,3 mM i tillrinnande vatten visar dock att mer än ett tusen år av den ofördelaktigaste glaciala situationen skulle krävas för att syre i icke försumbara koncentrationer ska nå kapslarna i förvaret. Eftersom sådana omständigheter inte uppkommer i referensutvecklingen, dras slutsatsen att reducerande förhållanden kommer att råda i förvaret, vilket uppfyller säkerhetsfunktionsindikatorkriteriet R1a.

Alternativa utvecklingar beaktas i korrosionsscenarioet, se avsnitt 12.6.2, med syfte att täcka in mer pessimistiska situationer vad beträffar syrenedträngning till förvaringsdjup. Om exempelvis isfrontens framryckande skulle avstanna under en period på upp till omkring ett tusen år kan nedträngningen av syre försummas om marken är frusen eller om den är täckt av en smältvattensjö. Men om inlandsisen står stilla över förvaret på ofrusen mark och om förvaringsområdet inte är vattentäckt visar beräkningar /Sidborn et al. 2010/ att syre kan nå de deponeringspositioner som har det lägsta flödesrelaterade transportmotståndet (*F*-faktorn). Detta gäller dock enbart om ett pessimistiskt värde för syre-innehållet i det glaciala smältvattnet används (1,5 mM) och om flera andra pessimistiska antaganden görs (om exempelvis mikrobiella processer och reducerande sprickutfyllning försummas). Så snart isfronten börjar röra på sig igen uppnås anoxiska förhållanden snabbt på grund av förskjutningen i flödesvägarna och den tillhörande omblandningen. Konsekvenserna av en tänkbar syrenedträngning för korrosionsscenarioet analyseras i avsnitt 12.6.2.

Effekter av injektering, sprutbetong och betong på pH

Processerna som beskrivs i avsnitt 10.3.7 för perioden med tempererat klimat efter förvarets förslutning kommer att fortsätta under glaciationsperioderna i den första glaciala cykeln, även om effekterna gradvis kommer att bli mindre. Om tillräcklig tid ges kommer allt cement i injekteringsmedlet att omvandlas först till kalciumsilikathydrater med låga kalcium/kiseldioxid-förhållanden och slutligen till kalcit och kiseldioxid /Luna et al. 2006, Galíndez och Molinero 2009/. Den tid som processen tar kommer att bero på grundvattnets flödes hastighet kring de injekterade volymerna, men tider av storleksordningen 10^4 år förväntas.

Slutsatsen som drogs i avsnitt 10.3.7 gäller därför till viss del även här. Effekten av injektering i sprickor blir att pH i deformationszonerna stiger under relativt långa tidsperioder. Det förväntas att pH, som initialt hade stigit till omkring 9, med tiden kommer att homogeniseras med de värden som råder i omgivande delar av berget, och därför även i fortsättningen kommer att uppfylla kriterierna för säkerhetsfunktionsindikatorn R1e.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Följande osäkerheter har identifierats för de olika kemiska aspekterna av förvarsutvecklingen under perioden efter den inledande tempererade perioden, det vill säga för den resterande delen av referensglaciationscykeln.

Det finns en hög grad av osäkerhet i den detaljerade salthaltsfördelningen kring förvaret. Dessutom kan salthalterna bli så låga i vissa delar av den tilltänkta förvarsvolymen att buffertens funktion påverkas under den här perioden eller under dess framtida utveckling. De beräknade fördelningarna av salthalt, pH och andra grundvattenkomponenter från modelleringen används i analysen av bentonitens utveckling i avsnitt 10.4.8 och för valet av parametrar relaterade till radionuklidtransport i kapitel 13.

Det finns en hög grad av osäkerhet i den detaljerade fördelningen av löst sulfid i grundvatten kring förvaret. Eftersom något beroende mellan sulfid och andra geokemiska och hydrogeologiska parametrar hos grundvatten inte har konstaterats, förs den observerade nuvarande koncentrationsfördelningen vid Forsmark vidare till analysen av kapselkorrosion i avsnitt 10.4.9. Det förväntas dock att glacialt smältvatten kommer att ha låga koncentrationer både av sulfat och av reduktionsmedel som DOC, metan och vätagas. Således bör mikrobiell sulfatreduktion under en glacial period vara mer begränsad än under andra klimatförhållanden. Därför är det pessimistiskt att använda sulfidfördelningen som observerats under platsundersökningarna vid analysen av kapselkorrosion under glaciala förhållanden.

Baserat på observationer och resultat från pessimistisk modellering kan syrenedträngning till förvarsdjup i högtransmissiva deformationszoner inte uteslutas under framryckandet och tillbakadragandet av en inlandsis. Modellresultat tyder dock på att hundratals år med den ofördelaktigaste glaciala situationen, en situation som inte inträffar i referensutvecklingen, skulle krävas för att syre skulle nå ett fåtal av deponeringspositionerna i förvaret. Därför dras slutsatsen att reducerande förhållanden kommer att råda i förvarets deponeringshål, vilket uppfyller säkerhetsfunktionsindikatorkriteriet R1a i figur 10-2.

10.4.8 Effekter på buffert och återfyllning

Frysning

I avsnitt 10.4.3 dras slutsatsen att temperaturer som leder till frysning av bufferten och återfyllningen inte förekommer i referensutvecklingen. Frysning i de övre delarna av tillfartstunnlarna eller i förslutna borrhål kan emellertid inte uteslutas. Detta avsnitt behandlar ändå de förhållanden där frysning skulle kunna inträffa och hur detta påverkar lerbarriärerna. Informationen används sedan i avsnitt 12.3 när konsekvenserna av mer extrema framtida klimat analyseras.

Allmänt

Vid temperaturer under 0 °C förväntas vattnet i bufferten och återfyllningen omvandlas till is. Detta utgör inte något problem för materialen i sig, eftersom processen är reversibel och de återfår sina egenskaper efter tining /Birgersson et al. 2010/. Isbildningen skulle emellertid kunna leda till:

1. Ökat tryck på kapseln och berget.
2. Omfördelning av material till följd av islinnbildning.

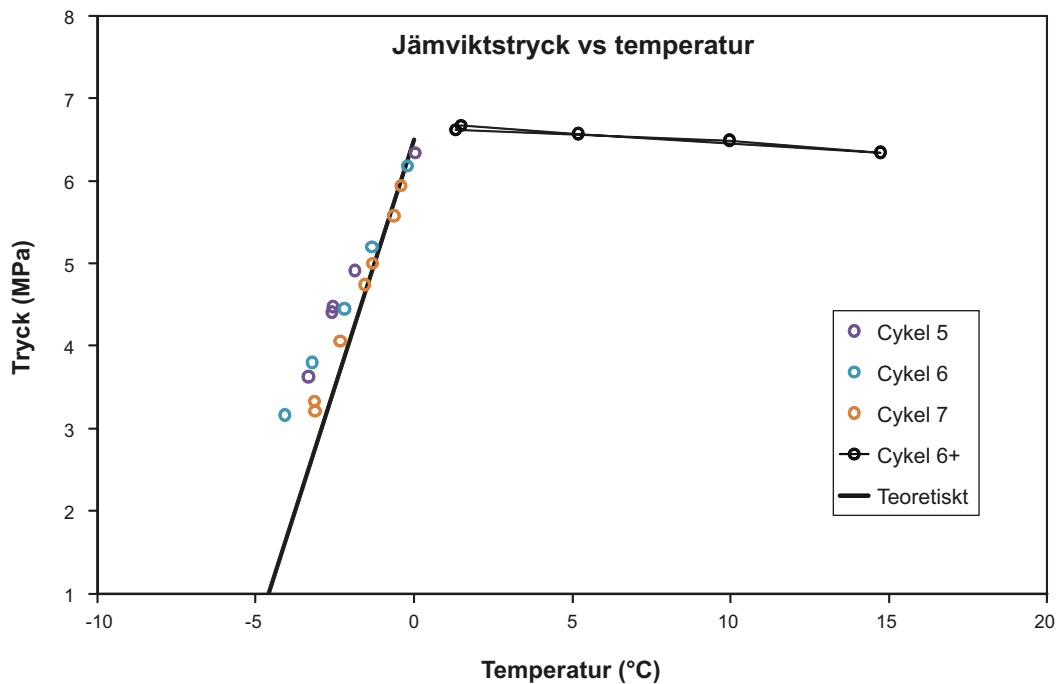
/Birgersson et al. 2010/ har undersökt hur kompakterad bentonit beter sig vid temperaturer under 0 °C. De undersökte hur svälltrycket (dvs tätningsegenskaperna) förändras med temperaturen och under vilka förhållanden bentonit fryser. Fryspunkten i ett jordprov definieras som den temperatur vid vilken is börjar bildas i materialet. När isbildning äger rum i innesluten bentonit förväntas en väsentlig tryckökning på grund av den volymexpansion vattnet genomgår. Bentonit är ett svällande material, vilket gör att det som jord betraktat är ganska unik, eftersom några av dess egenskaper beror på de yttre förhållandena. Specifikt för svällningsprocessen är att den bara inträffar när bentonit står i kontakt med en extern vattenreservoar. Svälltrycket kan således bara definieras för sådana förhållanden. Det betyder således att en bentonitkomponent i KBS-3-förvaret kommer att påverkas av frysning så snart grundvattnet i det omgivande berget fryser, även om själva komponenten kan förbli ofrusen. I följande sammanhang avser frysning av bentonit därför temperaturintervallet mellan vattenreservoarens fryspunkt och den verkliga fryspunkten för själva bentonitleran. På så sätt fås en fullständig beskrivning av bentonitens egenskaper då temperaturen sänks.

Det finns en kritisk temperatur under 0 °C, som här betecknas T_c och anges i °C, vid vilken svälltrycket går helt förlorat. T_c beror enbart på svälltrycket mätt vid 0 °C och inte explicit på lerspecifika storheter som montmorillonithalten eller montmorillonitens flakladdning och densitet.

/Birgersson et al. 2010/ har gett en teoretisk beskrivning av hur trycket påverkas då temperaturen i bentoniten överstiger T_c . Från dessa resultat kan slutsatsen dras att varje bentonitkomponent i KBS-3-förvaret – buffert, återfyllning och borrhålstätningar – kommer att sträva efter att sänka sitt tryck då temperaturen faller under 0 °C. Hur mycket jämviktstrycket sjunker beror för alla relevanta bentonitdensiteter i stort sett bara på skillnaden i molär entropi mellan bulkvatten och is, vilket vid 0 °C motsvarar 1,2 MPa/°C. Eftersom storleken på tryckfallet avgörs av egenskaper som inte är förknippade med leran, förväntas samma beteende oavsett vilken bentonit som används. Den dominerande parametern som avgör T_c är således jämviktssvälltrycket vid 0 °C (vilket naturligtvis i sin tur avgörs av exempelvis densiteten, montmorillonithalten och montmorillonitens flakladdning).

Figur 10-155 visar trycken som analyserats för prover av bentoniten Ibeco RWC (Deponit CA-N) vid temperaturer både under och över 0 °C.

Innesluten bentonit, som står i kontakt med salthaltigt grundvatten, leder till ett lägre svälltryck över 0 °C jämfört med icke salthaltiga förhållanden. Denna effekt kommer emellertid inte att leda



Figur 10-155. Jämviktstryck som en funktion av temperatur för bentoniten Dep-Can (Ibeco RWC) vid ett svälltryck över 0 °C på ungefär 7 MPa /Birgersson et al. 2010/. Fryspunkten (T_c) för provet är lägre än -8 °C. Linjen benämnd "Teori" visar det förväntade trycksvaret om den vattenmättade bentoniten behandlas som att den termodynamiskt motsvarar en saltlösning /Birgersson et al. 2010/.

till höjda frystemperaturer, eftersom fryspunkten för den externa vattenreservoaren sjunker. I själva verket kan salthaltiga förhållanden leda till att bentonitens fryspunkt sjunker, eftersom salt tränger in i leran och bidrar till att sänka vattnets kemiska potential. Därför behöver endast icke salthaltiga förhållanden beaktas.

Buffert

Buffertmaterialen i SR-Site är bentonitlerorna MX-80 och Ibeco RWC, vilka har en genomsnittlig bulkdensitet på 2 000 kg/m³, se avsnitt 5.5. Motsvarande svälltryck i dessa material under icke-salthaltiga förhållanden är 7–8 MPa, vilket i sin tur motsvarar en T_c på ungefär -6 °C. Då hänsyn även tas till det tillåtna densitetsintervallet på 1 950–2 050 kg/m³, som ger ett svälltrycksintervall på 5–13 MPa /Karlund 2010/, hamnar intervallet för T_c mellan -4 °C och -11 °C.

Återfyllning

Svälltrycket i återfyllningen kan vara avsevärt lägre än det i bufferten. Det svälltryck som i kapitel 5 definieras för återfyllningens "initialtillstånd" är ungefär 3 MPa, vilket skulle medföra en kritisk temperatur av -2,5 °C. Detta motsvarar emellertid det genomsnittliga svälltrycket och, som beskrivs i avsnitt 10.3.9, kommer det att finnas kvar densitetsgradienter i återfyllningen. Återfyllningens lägsta densitet kommer att vara 1 370 kg/m³, vilket enligt figur 5-19 motsvarar ett svälltryck på ungefär 1 MPa. Detta skulle ge en T_c på -0,8 °C för de sektioner i deponeringstunnlarna där återfyllningen är som lösast. Förslutningen av förvaret, som i referensutförningen görs med en lösning som motsvarar återfyllningen av deponeringstunnlar, sträcker sig dessutom vertikalt i ramper och schakt, varför delar av den kommer att utsättas för lägre temperaturer än de som råder vid förvarsnivån. Frysning av återfyllningen utgör inte något problem i sig, eftersom processen har visats vara reversibel. Det går emellertid att tänka sig att frysning skulle kunna inträffa i förslutningen i ett läge närmare ytan när berget som omger förvaret är fruset. Detta skulle kunna leda till ökade tryck i förvaret då vatten "fångas" i en frusen bergmatris. Ett sådant scenario kan emellertid enbart inträffa när temperaturen vid förvarsnivån är lägre än 0 °C.

Borrhålsförslutningar

Referensdensiteten hos borrhålsförslutningarna är densamma som hos bufferten. Men förslutningarna kommer högst sannolikt att utsättas för temperaturer lägre än T_c på grund av deras vertikala utsträckning upp till cirka 100 m under ytan, se figur 10-156. På grund av den vertikala utsträckningen råder det dessutom en termisk gradient i borrhålsförslutningen. Det genomsnittliga värdet på den geotermiska gradienten är $0,025 \text{ }^\circ\text{C/m}$. I Forsmark är den uppmätta geotermiska gradienten i de översta 1 000 m lägre än $0,020 \text{ }^\circ\text{C/m}$ /Sundberg et al. 2009/.

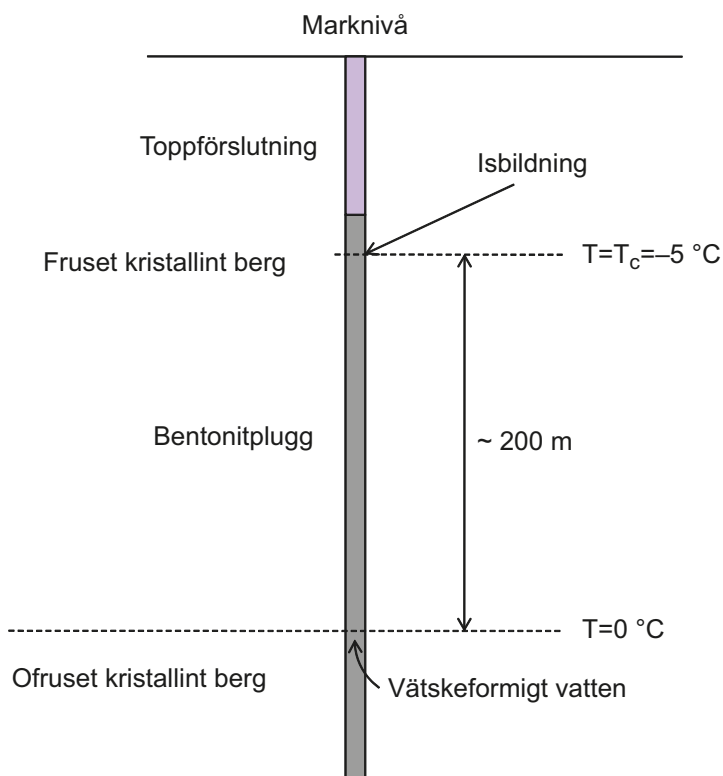
Under perioder med permafrost skulle borrhålsförslutningarna kunna utgöra en förbindelse mellan delar av det kristallina berget, i vilket temperaturen är över $0 \text{ }^\circ\text{C}$, och delar där isbildning äger rum. Denna utformning skulle alltså kunna ge upphov till tjällyftning då vatten transporteras från lägen där det är flytande till lägen där en islinn byggs upp, vilket visas schematiskt i figur 10-156. Vattentransporten i bentoniten drivs av en suggradient och i denna studie har det konstaterats att i temperaturintervallet $0 \text{ }^\circ\text{C}$ till T_c är denna gradient i storleksordningen $1,2 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$ för ett system med homogen densitet. Då den geotermiska temperaturgradienten används konstateras direkt att suggradienten är $0,03 \text{ MPa/m}$, eller $3 \text{ m vattenpelare/m}$. Den senare kan användas direkt i uttrycket för Darcyflöde och då en hydraulisk konduktivitet på $C_h=10^{-13} \text{ m/s}$ antas /Karland et al. 2006/ erhålls ett flöde av

$$q = -C_h \nabla \psi = 3 \cdot 10^{-13} \text{ m/s}$$

Detta flöde ger en övre gräns för hastigheten för den möjliga islinstillväxten. Det bör noteras att om en konstant geotermisk gradient antas, är denna gräns oberoende av den sträcka som vattnet måste transporteras.

Eftersom det aktuella problemet i princip är endimensionellt kan detta analyserade flöde direkt omvandlas till en tillväxtökning av islinnen på ungefär $10 \text{ } \mu\text{m/år}$.

Från denna uppskattning inses att islinnbildning inte kommer att utgöra något problem, eftersom den som mest kommer att ge en uppbyggnad på 10 cm under en period av $10\,000 \text{ år}$. Eftersom denna vattentransportprocess är seriell till sin natur, kan det noteras att det är det lägsta värdet på den



Figur 10-156. Översiktsbild över den möjliga islinnbildningen i borrhålsförslutningen i KBS-3-förvaret. En geotermisk gradient av $0,025 \text{ }^\circ\text{C/m}$ och en kritisk temperatur i bentoniten av $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ antas här/Birgersson et al. 2010/.

hydrauliska konduktiviteten över den berörda längden som kommer att bestämma q , dvs sektionen med lägst C_h kommer att vara hastighetsbestämmande. Denna prognos är således relativt robust. Processen är dessutom endast aktiv när temperaturen i de översta delarna av förslutningen är under T_c , vilket endast kommer att inträffa under delar av en period med permafrost.

Slutsatser

Figur 10-109 visar den förväntade utvecklingen av temperaturen i och över förvaret. Enligt denna modellering kommer ingen komponent i förvaret att utsättas för frystemperaturer i referensutvecklingen. Vid en viss nivå kommer återfyllningen i rampen och schaktet samt borrhålsförslutningarna att utsättas för frysförhållanden. Detta förväntas emellertid inte ha några negativa effekter på förvarets funktion.

Kemisk utveckling av buffert och återfyllning vid ändrade grundvattensammansättningar

Om andra vattentyper än dagens djupa grundvatten skulle tränga in i förvarsområdet skulle systemets kemiska utveckling kunna ändras. I SR-Can /SKB 2006a/ analyserades detta genom en geokemisk simulering av nedträngning av ett typiskt glacialt smältvatten och ett vatten med hög salthalt /Arcos et al. 2006/. Slutsatsen från den studien var att inte någon av vattentyperna hade någon betydande påverkan på systemets förväntade funktion.

I SR-Site har ett annat angreppssätt använts för att ge bättre stöd för de slutsatser som drogs i SR-Can. I SR-Site har inte några försök gjorts för att simulera vilken effekt framtida förändringar i grundvattenkemin har på kemin hos bufferten och återfyllningen. I stället har en känslighetsstudie av vilken betydelse grundvattenkomponenterna har på den geokemiska utvecklingen genomförts /Sena et al. 2010/. En sammanfattning av resultaten finns i avsnitt 10.3.10.

Kolloidfrigörelse från bufferten och återfyllningen

Slutsatserna i avsnitt 10.4.7 ger att jonstyrkan i grundvattnet, $\Sigma q[M^{q+}]$, kommer att sjunka till under 4 mM laddningsekvivalenter, dvs bryta mot säkerhetsindikatorkriterium R1c, för vissa deponeringshål under någon period av glaciationscykeln. Det betyder att kolloidfrigörelse kan äga rum i dessa hål och sektioner med återfyllning på ett liknande sätt som vid en situation som uppstår under senare delar av den tempererade perioden, vilket diskuteras i avsnitt 10.3.11. Mer specifikt uttryckt dras slutsatsen i avsnitt 10.4.7 att utspädda förhållanden antas råda i färre än två procent av deponeringshålen under en glaciationscykel och då bara under en bråkdel av denna tid.

Beträffande tidsperioden för de utspädda förhållandena visar figur 10-32 att det krävs omkring 10 000 år av tempererade förhållanden innan de första deponeringshålen, dvs de med högst flöde, exponeras för utspädd grundvatten. Med tanke på att den totala tiden med tempererade förhållanden under referensglaciationscykeln (se figurerna 10-107 och 10-108) är omkring 30 000 år, med avbrott för permafrostperioder som pessimistiskt inte antas leda till ökad salthalt, kvarstår 20 000 år under vilka det kan förekomma exponering för utspädd grundvatten under tempererade förhållanden. För glaciala förhållanden visar figur 10-141 att det krävs omkring 10 000 år av glaciala förhållanden innan de första deponeringshålen exponeras för utspädd grundvatten. Detta tyder på att inga deponeringshål kommer att exponeras för utspädd grundvatten under den första, kortare glaciala perioden, men att sådan exponering skulle kunna förekomma under de återstående 10 000 åren av den sista och längsta glaciala perioden som varar omkring 20 000 år. Tillsammans tyder dessa resultat på att en totaltid på omkring 30 000 år, eller 25 procent av glaciationscykeln, under vilken deponeringshålen med de högsta flödena exponeras för utspädd grundvatten, är ett försiktigt antagande för beräkningarna av buffererosion, även om en strikt exponeringstid inte kan härledas från de angivna resultaten. Resultat från tidigare avsnitt tyder också på att majoriteten av deponeringshålen aldrig kommer att exponeras för utspädd vatten under referensglaciationscykeln.

Som redan beskrivits i avsnitt 10.3.11 och visas i figur 10-72 är det tydligt att endast ett litet antal deponeringshål kommer att nå advektiva förhållanden, även sett över en miljon år, då erosionsmodellen som beskrivs i avsnitt 10.3.11 tillämpas på alla deponeringshål. För basfallet med den semikorrelerade hydrogeologiska DFN-modellen och med användning av EFPC för att sovra deponeringshål samt under antagandet att ”utspädda” förhållanden råder under 25 procent av tiden, kommer ett

deponeringshål att nå advektiva förhållanden under den första glaciationscykeln på 120 000 år (och gör så efter omkring 90 000 år) och 23 deponeringshål kommer att nå advektiva förhållanden efter en miljon år. Dessa deponeringspositioner är starkt kopplade till dem med högst Darcyflöde. Positionerna med de högsta flödena finns dessutom med hög sannolikhet bland de två procent av positionerna som exponeras för utspädda grundvatten. Eftersom 23 deponeringshål är mycket mindre än de två procent av de 6 000 hålen som förväntas exponeras för utspädd vatten skulle ytterligare insatser för att försöka minska uppskattningen att två procent kommer att exponeras för utspädda grundvatten inte ge någon omedelbar ytterligare minskning av antalet deponeringshål med advektiva förhållanden.

Med antagandet att det råder utspädda förhållanden i **samtliga** deponeringshål **under hela glaciationscykeln** beräknas sju deponeringshål ha nått advektiva förhållanden efter 120 000 år vid tempererade flödesförhållanden. Om i stället genomsnittliga flödesförhållanden över tidsperioden (medelvärde av $q^{0,41}$, Figur 10-147) antas, kommer fyra deponeringshål att nå advektiva förhållanden. Slutsatsen att färre än ett av tusen av de 6 000 deponeringshålerna förväntas uppvisa advektiva förhållanden under den första glaciationscykeln kan därför dras.

Som också visades i avsnitt 10.3.11 kommer inte någon av de enskilda sprickorna som skär tunneln att ge upphov till erosion av återfyllningen i sådan omfattning att den förlorar så mycket svälltryck att advektiva förhållanden måste antas i de underliggande deponeringshålerna. För ett fåtal positioner där tunneln skärs av en deformationszon kan potentiellt mer än 220 ton förloras, men detta är inte relevant för kapselns integritet, eftersom inga deponeringshål placeras där.

Sammanfattningsvis tyder de kvantitativa analyserna av erosionsprocessen på att betydande förluster, som påverkar flera av buffertens säkerhetsfunktioner negativt, förväntas inträffa i färre än ett av tusen deponeringshål under den första glaciationscykeln på 120 000 år. Sett över en miljon år beräknas 23 deponeringshål, dvs mindre än en procent, att nå advektiva förhållanden med antagandet att exponering för utspädd grundvatten sker under 25 procent av tiden. Bufferterosionsberäkningarna integreras med beräkningarna av kapselkorrosion för tidsperioden en miljon år, se avsnitt 10.4.9, och med beräkningarna av radionuklidtransport i kapitel 13 i händelse av resulterande kapselbrott.

Flyttillstånd

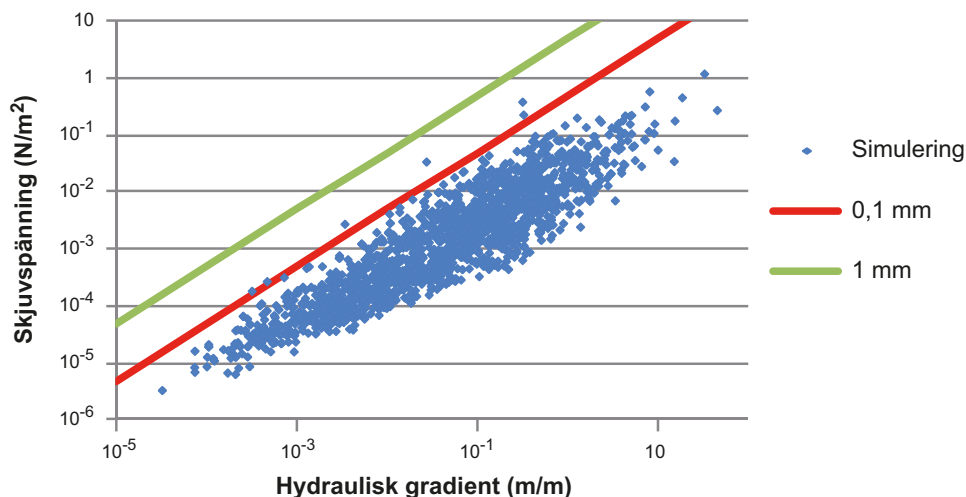
Flyttillstånd, som observeras i lös lera och sand, kan inte äga rum i en bentonit med hög densitet, eftersom den effektiva spänning som håller samman leran är hög till följd av svälltrycket. I avsnitt 3.4.3 i **Processrapporten för bufferten, återfyllningen och förslutningen** utesluts att mycket höga hydrostatiska tryck under en referensglacialhändelse skulle kunna minska den effektiva spänningen (svälltrycket) i bufferten till noll. Det har visats att tryckökningar till följd av jordskalv inte kan orsaka flyttillstånd för bufferten, se avsnitt 3.4.1 i **Processrapporten för bufferten, återfyllningen och förslutningen**.

Effekter av saltvatten på bufferten och återfyllningen

I avsnitt 10.3.9 visas hur olika grundvattenshalter påverkar hydraulisk konduktivitet och svälltryck i bufferten och återfyllningen. Slutsatsen är att buffertens hydrauliska egenskaper inte kommer att påverkas i någon betydande omfattning av inträngning av saltvatten. Slutsatserna från det avsnittet är giltiga vid kloridkoncentrationer på upp till 3 M (17,5 procent NaCl). Det högsta förväntade värdet i Forsmark är en salthalt på TDS = 20 g/l, dvs omkring 2 procent, som en följd av uppträngning av djupa saltvatten när isfronten är belägen ovanför förvaret, se avsnitt 10.4.7.

Mekaniska effekter av ökat flöde

För det fall där det förekommer kraftiga hydrauliska gradienter i en spricka som skär ett deponeringshål skulle buffertmaterial kunna förloras genom skjuvning (mekanisk erosion) av partiklar från bentonitgelen på grund av sipprande vatten. För att skjuvning ska ske måste friktionskraften på gelen övervinna gelens sammanhållning. Gelens sträckgräns och vattnets skjuvspänning kommer att avgöra när denna mekanism är aktiv. Icke-Newton egenskaperna, i synnerhet Bingham-sträckgräns, måste kvantifieras. /Neretnieks et al. 2009/ presenterade en modell för skjuvspänning som en funktion av den hydrauliska gradienten och sprickaperturen. Figur 10-157 visar skjuvspänningen som en funktion av den hydrauliska gradienten (som baseras på resultatet från den hydrogeologiska modelleringen av det glaciala basfallet i SR-Site, se tabell 10-25 i avsnitt 10.4.6) och sprickaperturen.



Figur 10-157. Skjuvspänningen vid gränsytan mellan gel och vatten som en funktion av den hydrauliska gradienten (som baseras på den hydrogeologiska modelleringen av det glaciala basfallet i SR-Site, se tabell 10-25 i avsnitt 10.4.6) och sprickaperturen /Selroos och Follin 2010/.

Av figuren framgår att även för en gradient som är så hög som 10 procent och en stor sprickapertur på 1 mm är skjuvspänningen (tangentialspänningen) inte större än 0,5 N/m² (0,5 Pa). Detta är en mycket låg skjuvspänning och den är lägre än sträckgränsen hos kohesiva geler, vilket visats av /Birgersson et al. 2009/. De fann att skjuvhållfastheten hos MX-80 vid en vattenkvot på 100 ($\varphi=0,0037$) för natriumkoncentrationer på 10 och 100 mM är högre än 5 Pa. Detta är det koncentrationsintervall där gelen förväntas vara sammanhängande. Även i destillerat vatten är skjuvhållfastheten högre än 1 Pa för vattenkvoter under 40 /Birgersson et al. 2009/. Den genomsnittliga sprickaperturen förväntas också vara mycket mindre än 1 mm.

Den hydrogeologiska modelleringen av fallet med den framryckande isfronten i SR-Site ger en liknande bild som den som presenteras av /Neretnieks et al. 2009/. Enligt figur 10-157 kommer de beräknade skjuvspänningarna alltid att vara lägre än 5 Pa och mycket lägre än så under största delen av tiden. Slutsatsen att förlust av bentonit till följd av skjuvning (mekanisk erosion) av partiklar kan försummas för alla rimliga förhållanden kan alltså dras.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

I referensutvecklingen kommer inte någon av förvarets komponenter att exponeras för frystemperaturer. Vid en viss nivå kommer återfyllningen i rampen och schaktet samt borrhålsförslutningarna att utsättas för frysförhållanden. Detta förväntas emellertid inte ha några negativa effekter på förvarets funktion. Osäkerheter beträffande buffertfrysning analyseras ytterligare i ett särskilt scenario, se avsnitt 12.3.

För mindre än 2 procent av deponeringshålen tyder de kvantitativa analyserna av erosionsprocessen på att betydande förluster, som påverkar flera av buffertens säkerhetsfunktioner negativt, inte kan uteslutas under den 120 000 år långa glaciationscykeln. Dessa effekter förs vidare till beräkningar av kapselkorrosion och, i händelse av resulterande kapselbrott, till beräkningar av radionuklidtransport.

Förlust av bentonit till följd av skjuvning (mekanisk erosion) av partiklar kan försummas för alla rimliga förhållanden och sådana effekter förs därför inte vidare till ytterligare analyser.

10.4.9 Effekter på kapseln

Kapselbrott till följd av isostatisk last

I referensglaciationscykeln utgörs den maximala förväntade isostatiska lasten på kapseln på förvarsplatsen i Forsmark av ett hydrostatiskt tryck på 4,5 MPa, ett isostatiskt svälltryck på upp till 13 MPa från bentoniten (se avsnitt 5.5.3) och ett maximalt tillskott av hydrostatiskt tryck från en framtida inlandsis på 26 MPa, se avsnitt 10.4.1. Det maximala totala isostatiska tryck som kapseln kan komma att utsättas för uppskattas således till 43,5 MPa. Det är mindre än den last på 45 MPa som anges i konstruktionsförutsättningarna.

Som beskrivs i avsnitt 5.4.3 bedöms sannolikheten som obetydlig för att kapseln inte ska uppfylla de konstruktionsförutsättningar som avser isostatiska laster. Slutsatsen att det inte kommer att inträffa några kapselbrott till följd av isostatisk last kan därför dras och säkerhetsindikatorn Can2 i figur 10-2 äventyras inte.

Kapselbrott till följd av skjuvlast

Denna typ av kapselbrott behandlas i avsnitt 10.4.5.

Kapselkorrosion för diffusiva förhållanden

I avsnitt 10.3.13 drogs slutsatsen att för en intakt buffert har korrosion en obetydlig inverkan på kopparkapselns tjocklek sett över 120 000 år, om sådana flöden och sulfidkoncentrationer i grundvattnet som råder under tempererade förhållanden antas.

Enligt avsnitt 10.4.7 förväntas sulfidkoncentrationerna att vara liknande eller lägre för periglaciala eller glaciala förhållanden jämfört med de koncentrationer vid tempererade förhållanden som användes i avsnitt 10.3.13. Enligt avsnitt 10.4.6 är den hydrogeologiska storhet som bestämmer transporten av korroderande ämnen från grundvattnet till bufferten, $q^{1/2}$, mindre än de värden för tempererade förhållanden som användes i avsnitt 10.3.13, när den anges som ett genomsnitt över referensglaciationscykeln.

Slutsatsen kan därför dras att korrosion inte har någon betydande inverkan på kopparkapselns tjocklek sett över 120 000 år när variationer i de geokemiska och hydrogeologiska förhållandena under den 120 000 år långa glaciationscykeln beaktas.

Kapselkorrosion för en delvis eroderad buffert

De kvantitativa analyserna av den hydrogeologiska utveckling som presenterades i avsnitt 10.4.6 tyder på att exponering av bufferten för utspätt grundvatten i sådan omfattning att buffererosion måste beaktas kan inträffa i de 2 procent av deponeringshål som har de högsta grundvattenflödena under den 120 000 år långa glaciationscykeln och under omkring 25 procent av tiden. I en bråkdel av dessa deponeringshål kan bufferten förloras i sådan omfattning att advektiva förhållanden uppstår, vilket visas i avsnitt 10.4.8. För korrosion i samband med advektiva förhållanden visade /Neretnieks 2006b, kompletterat med bilagan i Neretnieks et al. 2010/, att för ett mycket stort spann av sådana förhållanden bör det ekvivalenta flödet, Q_{eq} , som används för att analysera transporten av korroderande ämnen från grundvattnet till kapseln, ersättas med q , vattenflödet genom den del av sprickan som skär deponeringshålet. Dessutom ökar vattenflödet på grund av att flödesmotståndet går förlorat i det tomrum som uppstår när bentoniten försvinner. /Neretnieks 2006b/ visade att denna effekt kan begränsas genom att det ostörda flödet multipliceras med en faktor två.

Korrosionshastigheten kommer också att bero på geometrin hos den eroderade buffertsektionen och i synnerhet på den kapselyta som exponeras för grundvatten, där en mindre yta ger högre korrosionshastighet. Om buffererosion inträffar är det också troligt att den fortsätter efter det att en del av kapselytan först exponerats, vilket innebär att den exponerade ytan kommer att bli större med tiden. (Erosionshastigheten förväntas dessutom öka när det väl bildats ett hålrum i deponeringshålet, eftersom den utåtgående transporten av lera i lösning är effektivare från ett hålrum än från en spricka, se avsnitt 10.3.11.) Det antas försiktigt att höjden på den exponerade kapselytan är lika stor som buffertens tjocklek, $d_{buff} = 0,35$ m, och att denna situation inte förändras med tiden. Den exponerade höjden har satts lika med buffertens tjocklek, eftersom buffert förloras till en spricka som skär deponeringshålet och det material som förloras transporteras i alla riktningar i deponeringshålet, vilket betyder att den eroderade volymen bör vara ungefär lika stor i höjd- och djupled när kapseln först exponeras. Vidare antas buffertförlust ske längs med hälften av deponeringshålets omkrets, eftersom det i störst utsträckning är halvan uppströms gränsytan mellan sprickan och deponeringshålet som utsätts för erosion. Den exponerade kapselytan, A_{Corr} , är därför

$$A_{corr} = \pi \cdot r_{can} \cdot d_{buff}$$

där $r_{can} = 0,525$ m är kapselns radie. För en utförligare diskussion om korrosionsgeometrin, se /SKB 2010d/.

Kopparhöljet antas ha en tjocklek av 47 mm i dessa korrosionsberäkningar. Detta är den rimliga minsta koppartjockleken som erhållits från provtillverkning av kapslar. Ett fåtal kapslar per tusen skulle emellertid kunna ha en minsta koppartjocklek av 45–47,5 mm efter bearbetning, se även **Datarapporten**. (Som nämnts i avsnitt 10.2.5, i underavsnittet ”Kapselkorrosion”, förväntas initial korrosion från atmosfäriskt syre före deponering och från initialt inneslutet syre orsaka korrosionsdjup på som högst 500 µm, och kommer således att ha en försumbar inverkan på kapselns minsta koppartjocklek.)

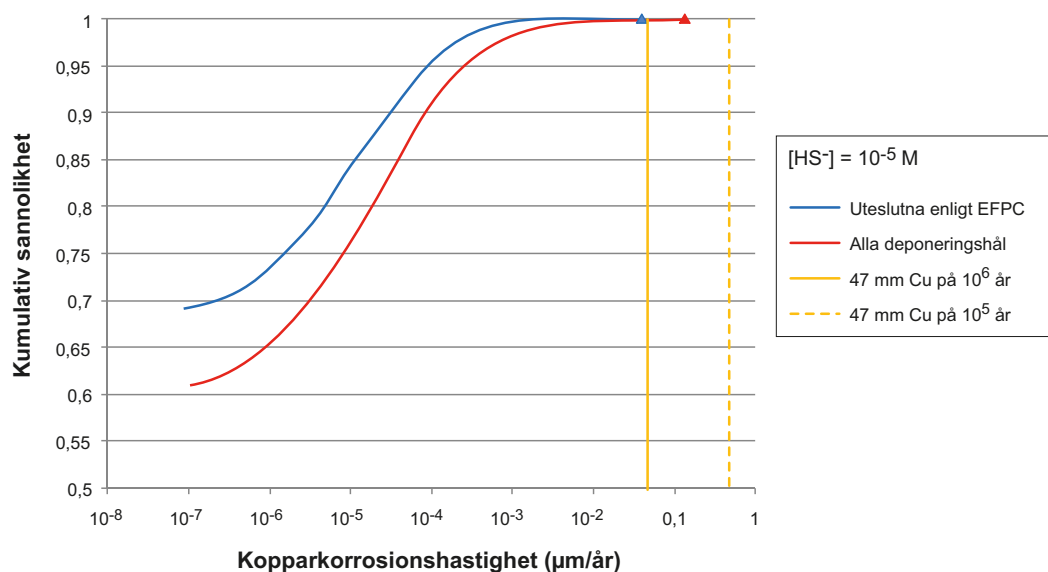
I avsnitt 10.3.7 härleds en fördelning av sulfidkoncentrationer för dagens förhållanden och det hävdas att denna fördelning kan förväntas kvarstå under tempererade förhållanden. Värdena innehåller det potentiella bidraget från metan och vätgas som näringsämnen för sulfatreducerande bakterier. Det lösta organiska kolet förväntas inte ha någon inverkan på grundvattnets sulfidkoncentration.

Som beskrivs i avsnitt 10.4.7 skulle det kunna finnas faktorer som påverkar, och i allmänhet sänker, sulfidkoncentrationen under andra klimatförhållanden, men dessa är svåra att kvantifiera. Den övergripande slutsatsen är att det är pessimistiskt att använda dagens sulfidkoncentrationer för andra klimatförhållanden. Den fördelning av sulfidkoncentration som i dag observeras i Forsmark används därför vid korrosionsberäkningarna, se figur 10-41.

Enligt avsnitt 10.4.6 är det genomsnittliga flödet, q , över hela referensglaciationscykeln omkring 80 procent av värdena för den tempererade perioden. Det bortses pessimistiskt från detta i beräkningarna av erosion och korrosion, där tempererade flöden används genomgående.

Erosion och efterföljande korrosion modelleras probabilistiskt med användning av de fördelningar av grundvattnets flödesförhållanden som erhöles från den hydrogeologiska DFN-modelleringen samt sulfidfördelningen för tempererade förhållanden. I figur 10-158 visas fördelningen av korrosionshastigheter för det semikorrelerade basfallet i den hydrogeologiska DFN-modellen, där advektiva förhållanden antas för samtliga deponeringshål som kvarstår efter sovring av deponeringshål med hjälp av EFPC. Här antas en sulfidkoncentration på 10^{-5} M i alla deponeringshål och all inkommande sulfid antas angripa den exponerade kapselytan. I figuren visas även det resultat som erhålls om sovring av deponeringshål enligt EFPC inte beaktas.

I de kombinerade beräkningarna av erosion och korrosion beräknas tiden fram till kapselbrott genom att korrosionstiden och erosionstiden adderas för varje deponeringshål med dess specifika flöde och för en sulfidkoncentration som slumpmässigt valts från sulfidfördelningen. Det viktigaste resultatet är det genomsnittliga antal kapselbrott som inträffat efter en miljon år samt en lista över tider för korrosionsgenombrott och deponeringspositioner, som erhålls genom att specifika flöden för kapslarna kombinerats med de slumpmässigt valda sulfidkoncentrationerna.



Figur 10-158. Fördelning av korrosionshastigheter för det semikorrelerade basfallet i den hydrogeologiska DFN-modellen då advektiva förhållanden antas. De vertikala linjerna anger de korrosionshastigheter som motsvarar korrosion av 47 mm koppar på hundratusen år (streckad linje) respektive en miljon år (heldragen linje).

I en basfallsberäkning används det semikorrelerade basfallet av den hydrogeologiska DFN-modellen, EFPC för att sovra deponeringshål, fördelningen av sulfidkoncentrationer för tempererade förhållanden och den försiktigt antagna korrosionsgeometrin. Detta ger ett genomsnittligt antal kapselbrott på 0,087 efter en miljon år när sulfidfördelningen slumpmässigt kombineras med flödena för samtliga deponeringshål. Endast fyra deponeringshål har tillräckligt höga flöden för att kapselbrott ska inträffa inom en miljon år och för alla dessa fyra krävs den högsta sulfidkoncentrationen, $1,2 \cdot 10^{-4}$ M, från uppsättningen av diskreta värden.

Tabell 10-26 visar erosions- och korrosionstider för de fyra positioner i vilka kapselbrott skulle kunna inträffa inom en miljon år för basfallsberäkningen. Från tabellen framgår att erosions- och korrosionstiderna är jämförbara för den högsta sulfidkoncentrationen. För lägre sulfidkoncentrationer kommer korrosionstiderna att öka och därför i stort sett att avgöra tidpunkterna för kapselbrott.

Om samtliga tio tillgängliga realiseringar av den semikorrelerade hydrogeologiska DFN-modellen utvärderas kommer det i genomsnitt att inträffa 0,12 kapselbrott inom en miljon år. Om samma beräkning utförs med avseende på de fem realiseringarna med de okorrelerade och korrelerade hydrogeologiska DFN-modellerna erhålls i genomsnitt 0,65 respektive 0,57 kapselbrott. Det bör också noteras att antagandet att det initialt råder advektiva förhållanden i samtliga deponeringshål leder till en ökning av det genomsnittliga antalet kapselbrott med en faktor som är mindre än två. Osäkerheter i omfattningen av erosion kan alltså inte leda till signifikanta öknings av antalet kapselbrott till följd av korrosion. För exempelvis den semikorrelerade hydrogeologiska DFN-modellen är det genomsnittliga antalet kapselbrott 0,17 om initialt advektiva förhållanden antas råda i alla deponeringshål.

Mer omfattande korrosionsberäkningar, inklusive känslighet för ytterligare faktorer, finns i korrosionsscenarioet, se avsnitt 12.6.2. Fullständig dokumentation av alla beräkningar avseende buffererosion/kolloidfrigörelse och kapselkorrosion finns i /SKB 2010d/.

Sammanfattningsvis kommer under hela analysperioden av en miljon år i genomsnitt färre än ett kapselbrott att inträffa till följd av att utspädd grundvatten orsakar advektiva förhållanden i deponeringshålen. Ytterligare analyser av korrosion, inklusive fler känslighetsanalyser, finns i korrosionsscenarioet, se avsnitt 12.6.

Kapselkorrosion till följd av syrenedträngning

Som angavs i avsnitt 10.4.7 kommer reducerande förhållanden att råda i förvarets deponeringshål under hela glaciationscykeln. Det kommer alltså inte att förekomma någon ytterligare korrosion på grund av syre.

Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site

Utöver kapselbrott till följd av skjuvrörelser i sprickor som skär deponeringshålen, se avsnitt 10.4.5, är den enda orsaken till kapselbrott under den återstående delen av glaciationscykeln korrosion till följd av utspädd grundvatten, vilket ger upphov till advektiva förhållanden i deponeringshålen. Upp till omkring ett kapselbrott kan av denna anledning inträffa under den en miljon år långa analysperioden. Resultaten från beräkningarna av erosion och korrosion förs vidare till beräkningarna av radionuklidtransport, genom att ange tid som krävs för erosion och korrosion specifikt för varje deponeringshål och för varje sulfidkoncentration.

Tabell 10-26. Flöden, erosions- och korrosionstider, samt tidpunkter för kapselbrott för de fyra deponeringspositionerna i vilka kapselbrott kan inträffa inom en miljon år för basfallet i den semikorrelerade hydrogeologiska DFN-modellen och efter tillämpning av EFPC. Siffrorna är modellerade utdata, där tidpunkten för det tidigaste möjliga kapselbrottet visas överst. I detta fall inträffar kapselbrott inom en miljon år endast för den högsta sulfidkoncentrationen i fördelningen, $1,2 \cdot 10^{-4}$ M.

Deponeringshålets ID i hydro. DFN-modell	Flöden [$\text{m}^3/\text{år}$]	Erosionstid [år]	Korrosionstid [år]	Tid till kapselbrott [år]
1978	0,144	90 820	109 967	200 786
411	0,161	119 733	98 482	218 215
6875	0,084	110 655	188 485	299 140
401	0,026	278 678	607 395	886 073

10.4.10 Utveckling av andra delar av förvarssystemet

Förutom frysning av rampen, schaktet och borrhålsförslutningarna, se avsnitt 10.4.8, förväntas inte övriga förvarskomponenter påverkas av de förhållanden som uppkommer under den återstående delen av referensglaciationscykeln.

10.4.11 Säkerhetsfunktioner vid slutet av referensglaciationscykeln

Här följer en redovisning av utvecklingen av alla säkerhetsfunktioner i figur 10-2 under referensglaciationscykeln.

Säkerhetsfunktioner hos berget

R1. Tillhandahålla kemiskt gynnsamma förhållanden

a) Reducerande förhållanden; E_h begränsad.

De reducerande förhållanden som råder under den inledande tempererade perioden förväntas fortsätta råda under hela referensglaciationscykeln. Det har visats att den enda faktor som skulle kunna ifrågasätta denna slutsats är en möjlig nedträngning av syresatt glacialt smältvatten till förvarsdjup för glaciala situationer med ökat grundvattenflöde. Utifrån observationer och resultat från pessimistiska modelleringar kan syrenedträngning till förvarsdjup inte uteslutas i mycket transmissiva deformationzoner. Modellresultaten tyder på att det skulle krävas hundratals år med sämsta tänkbara glaciala situation för att syre skulle kunna nå kapslarna i förvaret. Slutsatsen att reducerande förhållanden kommer att råda i förvaret under hela referensutvecklingen dras därför.

b) Salthalt; TDS begränsad.

För tempererade tillstånd under referensglaciationscykeln förväntas inte salthalten överstiga den som råder under den inledande tempererade perioden, dvs salthalterna håller sig väl inom de marginaler där bufferten och återfyllningen har gynnsamma egenskaper.

För förhållanden med permafrost kan utfruset salt ovanför förvaret öka grundvattnets salthalt på förvarsdjup. Detta kommer emellertid inte att leda till att koncentrationen av salt på förvarsnivå blir tillräckligt hög för att sänka svälltrycket i bufferten och återfyllningen, bland annat på grund av det nedåtriktade, gravitationsdrivna flödet av saltvatten. Denna situation kommer inte att ändras då det sker en övergång från förhållanden med permafrost till en tempererad period.

Uppträngning av djupa salthaltiga grundvatten under den glaciala perioden förväntas inte påverka återfyllningens svällkapacitet. Det högsta förväntade värdet i Forsmark är en salthalt på TDS = 20 g/l, dvs omkring 2 procent, som en följd av uppträngning av djupa saltvatten när isfronten är belägen ovanför förvaret.

c) Jonstyrka; $\Sigma q[M^{+}] > 4$ mM laddningsekvivalenter.

Under den glaciala perioden skulle utspädda förhållanden kunna råda i något mindre än två procent av deponeringshålen i samband med en framryckande isfront, medan utspädda förhållanden endast skulle kunna råda i något mer än en procent av deponeringshålen under en antagen period på 100 000 år motsvarande förhållanden med glacialt maximum. Som framgår av figur 10-32 skulle det ta upp till 60 000 år med tempererade förhållanden för att nå utspädda förhållanden i en procent av deponeringshålen. För förhållanden med permafrost tyder alla resultat på att grundvatten beläget nedanför permafrosten inte kommer att spädas mer än under tempererade förhållanden. I stället kan saltvatten komma att röra sig nedåt längs med vattenförande sprickzoner. Laddningskoncentrationen av katjoner förväntas alltså öka under perioder med permafrost. Slutligen tyder den hydrogeologiska analysen på att salthalterna mer eller mindre återställs under en glaciationscykel. De låga salthalterna, dvs utspädda förhållanden, återfinns huvudsakligen i samband med övergångar mellan olika glaciationstillstånd. Det betyder att det kan råda utspädda förhållanden i mindre än två procent av deponeringshålen under en glaciationscykel och att dessa förhållanden endast kommer att råda under en del av tiden.

d) Koncentrationer av HS^- , H_2 , CH_4 , organiskt C, K^+ och Fe; begränsade.

Andra komponenter, bland annat bikarbonat, kalium och järnsulfid, som regleras av relativt snabba kemiska reaktioner förväntas inte påverkas av permafrost i någon större utsträckning. Dessa komponenter kommer också att påverkas i mindre grad av glaciala förhållanden, även om det finns data som tyder på mer utspädda vatten och således lägre koncentrationer av dessa komponenter. Koncentrationerna av K, HS^- och Fe kommer därför att förbli begränsade. Det betyder att kalium-

koncentrationerna förväntas förbli $\leq 0,004$ mol/l, sulfidkoncentrationerna förväntas förbli $\leq 10^{-5}$ mol/l för de flesta deponeringspositioner och att järnkoncentrationerna förväntas att öka gradvis upp till 10^{-4} mol/l. Under periglaciala perioder kommer löst organiskt kol, metan och vätgas att ligga kvar på samma nivåer som under tempererade förhållanden, men de förväntas minska under en glacial period till följd av den allmänna utspädningen med smältvatten som inte innehåller dessa komponenter. Av samma anledning kommer sulfidkoncentrationerna och den mikrobiella sulfatreduktionen att vara lägre under en glacial period, men de förväntas återgå till de värden som nu observeras i Forsmark efter en kort period då platsen är täckt med bräckt havsvatten.

e) pH < 11.

pH regleras av relativt snabba kemiska reaktioner och förväntas till största delen inte påverkas av permafrost och kommer också i mindre grad att påverkas av glaciala förhållanden, även om det finns data som tyder på mer utspädd vatten med relativt höga pH-värden. Injekteringsmedel i sprickor kommer att öka pH-värdena i deformationszoner under relativt långa tidsperioder. Det förväntas att pH-värdet, som initialt stigit till omkring 9, med tiden successivt kommer att homogeniseras med de värden som råder i de omgivande delarna av berget.

f) Undvika kloridkorrosion; pH > 4 och $[Cl^-] < 2$ M.

Den hydrogeokemiska analysen visar att dessa kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer är uppfyllda under hela analysperioden.

R2. Tillhandahålla gynnsamma hydrologiska förhållanden och transportförhållanden

Analyserna av referensglaciationscykelns mekaniska utveckling har inte gett några resultat som tyder på några betydande förändringar av transmissiviteten i sprickor eller nybildning av sprickor på förvarsdjupet. Transmissivitetökningarna som sker till följd av reaktivering av sprickor under den period av glaciationscykeln då jordskorpan böjs uppåt framför isfronten (forebulge) är relativt måttliga, förutom den transmissivitetökning som kan uppkomma för sprickor nära och parallellt med tunnelsulan. Detta fall täcks emellertid redan av de antaganden som görs för EDZ. Hydraulisk lyftning på ett djup större än 200 m till följd av inverkan från glaciationscykeln bedöms som mycket osannolikt. Vid grundare djup kan det inträffa och de mycket transmissiva svagt sluttande sprickorna nära ytan i Forsmark kan vara ett tecken på att detta har hänt tidigare. Med tanke på den redan mycket höga ytnära horisontella permeabiliteten, som eventuellt har inducerats av hydraulisk lyftning, har denna effekt redan täckts in av de hydrogeologiska modeller som används och fenomenet utesluts från ytterligare analyser.

Pessimistiskt antas det också att om en spricka skjivas mer än 5 cm i ett deponeringshål, dvs potentiellt orsakar ett kapselbrott, antas denna spricka ha en sådan hög transmissivitet att dess transportmotstånd kan försummas.

Medan förändringarna av sprickorna är relativt små under glaciationscykeln är effekterna från förändringarna av randvillkor avsevärda. Darcyflödet ökar dramatiskt med några storleksordningar när isfronten passerar i samband med framryckning och tillbakadragande, medan flödet i allmänhet är lägre än det som råder vid tempererade förhållanden under den fas då förvaret är täckt av is. Under permafrost är Darcyflödet lägre eller i samma storleksordning som vid tempererade förhållanden. För vattentäckta förhållanden förväntas mycket låga flöden.

a) Transportmotstånd i sprickor, F ; högt.

På grund av förändrade randvillkor under glaciationscykeln minskar transportmotståndet markant med några storleksordningar när isfronten passerar i samband med isens framryckning och tillbakadragande, medan det i allmänhet är högre än det som råder vid tempererade förhållanden under den fas då förvaret är täckt av is. Under permafrost är det högre eller i samma storleksordning som vid tempererade förhållanden. För vattentäckta förhållanden kommer transportmotståndet i sprickor att vara högt.

b) Ekvivalent flöde i gränsytan mellan buffert och berg, Q_{eq} ; lågt.

Några betydande förändringar av sprickbildningen nära deponeringshål förväntas inte under glaciationscykeln, men det ekvivalenta flödet kommer att ändras på grund av de förändrade randvillkoren för flödet under glaciationscykeln. Det ökar dramatiskt med upp till mellan en och två storleksordningar när isfronten passerar i samband med isens framryckning och tillbakadragande, medan det i allmänhet är lägre än det som råder vid tempererade förhållanden under det skede då förvaret är täckt av is. Under permafrost är det lägre eller i samma storleksordning som vid tempererade förhållanden. För vattentäckta förhållanden förväntas mycket låga flöden.

R3. Tillhandahålla mekaniskt stabila förhållanden

a) Grundvattentryck; begränsat.

För tempererade perioder under referensglaciationscykeln förväntas grundvattentrycket vara ungefär detsamma som vid den inledande tempererade perioden, dvs omkring 4,5 MPa på förvarsdjup i Forsmark.

För isfria permafrostförhållanden förväntas samma grundvattentryck som för tempererade förhållanden.

För glaciala förhållanden avgörs det maximala grundvattentrycket av mäktigheten hos den ovanpåliggande inlandsisen. I referensglaciationscykeln motsvarar den maximala mäktigheten i Forsmark en ökning av grundvattentrycket med 26 MPa, vilket ger ett totalt grundvattentryck på omkring 30 MPa. Det är dessutom pessimistiskt att anta att hela islasten överförs till grundvattentryck.

b) Skjuvrörelser vid deponeringshålen < 0,05 m.

Stora jordskalv i Forsmark kan inte uteslutas från något av säkerhetsanalysens tidsskeden. Inverkan av jordskalv, i termer av antalet kapslar som förväntas skjuvas 50 mm eller mer, har här kvantifierats genom användning av ett intervall av uppskattade jordskalvsfrekvenser, platsbeskrivningen för Forsmark och genom att tillämpa kriterier för att sovra deponeringshål. Under en glaciationscykel uppskattas det att mellan $8,3 \cdot 10^{-4}$ och $5,7 \cdot 10^{-3}$ kapselbrott kan inträffa. För tidsperspektivet en miljon år antas maximalt två seismiska händelser och då det mest pessimistiska sättet att ta hänsyn till de kombinerade effekterna av båda används uppskattas att mellan $8,1 \cdot 10^{-3}$ och $6,9 \cdot 10^{-2}$ kapslar kan skjuvas 50 mm eller mer. Eftersom antalet kapselbrott är väsentligen färre än ett kan de tolkas som sannolikheter för att ett kapselbrott ska inträffa under hela det angivna tidsskedet.

c) Skjuvningshastighet vid deponeringshålen < 1 m/s.

Detta kriterium kommer att upprätthållas, vilket motiveras ytterligare i avsnitt 10.4.5.

R4. Tillhandahålla termiskt gynnsamma förhållanden

För tempererade perioder under referensglaciationscykeln förväntas att berggrundens temperatur är ungefär densamma som vid den inledande tempererade perioden, dvs med god marginal högre än 0 °C i Forsmark. Som visas i avsnitt 10.4.3 når 0 °C-isotermen ett maximalt djup av 250 m, medan -4 °C-isotermen når ett maximalt djup av ungefär 150 m i referensglaciationscykeln. Om dessutom en mycket orealistisk och ytterst extrem kombination av osäkerheter beaktas, når osäkerhetsintervallet för den ständigt frusna marken ett maximalt djup av ungefär 420 m och samtidigt når osäkerhetsintervallet för -4 °C-isotermen ett maximalt djup av ungefär 320 m. Dessa resultat visar definitivt att -4 °C-isotermen inte når förvarsdjupet under referensglaciationscykeln. Eftersom osäkerhetsintervallet för den ständigt frusna marken inte når 450 m ens för den mest extrema kombinationen av alla osäkerheter, utesluts fruset grundvatten på förvarsdjupet för referensglaciationscykeln. I denna mest extrema situation är de lägsta temperaturerna vid 450 och 470 m djup ungefär -0,5 °C respektive 0 °C. För perioder med glaciala förhållanden isolerar inlandsisen berggrunden från de låga lufttemperaturerna, vilket innebär att permafrosten inte når lika djupt som vid periglaciala förhållanden.

a) Temperatur > -4 °C (undvika buffertfrysning).

Den termiska modelleringen visar att denna säkerhetsfunktion är uppfylld för referensglaciationscykeln.

b) Temperatur > 0 °C (giltighet för kapselns skjuvanalys).

Om osäkerheterna relaterade till permafrosttillväxt inte beaktas ligger temperaturen i berggrunden med god marginal över 0 °C för referensglaciationscykeln. I fallet med den mest extrema, och mycket orealistiska, kombinationen av osäkerheter relaterade till permafrosttillväxt kan temperaturen i berggrunden på förvarsnivå vara marginellt under 0 °C. Eftersom detta fall betraktas som orealistiskt bedöms ändå denna säkerhetsfunktion vara uppfylld för referensglaciationscykeln. Under den första glaciationscykeln efter deponering kommer dessutom restvärmen från det använda kärnbränslet troligen att leda till att temperaturen i bufferten och inuti kapseln är högre än temperaturen i berget under åtminstone de första 100 000 åren, se exempelvis figur 10-16.

Säkerhetsfunktioner hos bufferten

För den inledande tempererade perioden drogs slutsatsen att densiteten i den mättade bufferten i de deponeringshål där kanalbildning inte förekommer kommer att ligga i det intervall som tillåts för initialtillståndet, dvs 1 950–2 050 kg/m³ omkring kapseln.

Upp till 2 procent av deponeringshålen kan utsättas för utspädda förhållanden under en glaciationscykel, dock bara under en begränsad del av tiden. Om dessa positioner antas sammanfalla med positionerna med högst flöde, kommer enligt beräkningarna endast ett av 6 000 deponeringshål att också förlora buffertmaterial i sådan omfattning att advektiva förhållanden måste antas under den 120 000 år långa referensglaciationscykeln.

Buff1. Begränsa advektiv transport

a) Hydraulisk konduktivitet < 10⁻¹² m/s.

För deponeringshål inom det initialt tillåtna densitetsintervallet för bufferten uppfylls kriteriet för hydraulisk konduktivitet med god marginal, även för de salthalter i grundvattnet som kan förväntas under referensglaciationscykeln, se avsnitt 10.4.8. För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial till följd av erosion/kolloidfrigörelse i sådan omfattning att det råder advektiva förhållanden kan denna säkerhetsfunktion emellertid inte garanteras.

b) Svälltryck > 1 MPa.

För deponeringshål inom det initialt tillåtna densitetsintervallet för bufferten uppfylls kriteriet för svälltryck med god marginal, även för de salthalter i grundvattnet som kan förväntas under referensglaciationscykeln, se avsnitt 10.4.8. För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial till följd av erosion/kolloidfrigörelse i sådan omfattning att det råder advektiva förhållanden kan denna säkerhetsfunktion emellertid inte garanteras.

Buff2. Reducera mikrobiell aktivitet

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs det att buffertdensiteten är hög.

För deponeringshål inom det initialt tillåtna densitetsintervallet upprätthålls denna säkerhetsfunktion.

För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial till följd av erosion/kolloidfrigörelse i betydande omfattning kan denna säkerhetsfunktion emellertid inte garanteras.

Buff3. Dämpa bergets skjuvrörelser

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs att densiteten i den mättade bufferten är mindre än 2 050 kg/m³. 2 050 kg/m³ är den övre tillåtna gränsen för den initiala densiteten och eftersom någon relevant process som skulle kunna öka buffertdensiteten inte har identifierats, dras slutsatsen att denna säkerhetsfunktion uppfylls för alla deponeringshål.

Buff4. Motstå omvandling

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs att bufferttemperaturen är lägre än 100 °C.

Den högsta bufferttemperaturen kommer att förekomma några tiotals år efter deponeringen. Vid referensglaciationscykelns början (10 000 år efter deponeringen) kommer bufferttemperaturen vara ungefär densamma som den omgivande, naturliga bergtemperaturen. Det finns därför inget tänkbart sätt på vilket bufferttemperaturen skulle kunna överskrida 100 °C under referensglaciationscykeln.

Buff5. Förhindra kapselsjunkning

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs att buffertens svälltryck är högre än 0,2 MPa.

För deponeringshål inom det initialt tillåtna densitetsintervallet för bufferten uppfylls kriteriet för svälltryck med god marginal, se ovan. För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial till följd av erosion/kolloidfrigörelse i sådan omfattning att det råder advektiva förhållanden kan denna säkerhetsfunktion inte garanteras. Om advektiva förhållanden skulle råda är emellertid det faktum att kapseln sjunker av sekundär betydelse.

Buff6. Begränsa tryck på kapsel och berg

a) Svälltryck < 15 MPa.

Eftersom det inte har definierats någon process som innebär tillskott av buffertmaterialet under nästa glaciationscykel kommer kriteriet för maximalt svälltryck att uppfyllas.

b) Temperatur > -4 °C.

Som nämndes ovan för säkerhetsfunktion R4 för berget förväntas det att detta kriterium uppfylls med god marginal för referensglaciationscykeln.

Säkerhetsfunktioner hos återfyllningen

BF1. Motverka buffertexpansion

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs att densiteten hos återfyllningsmaterialet är tillräckligt hög. Som visas i avsnitt 10.2.4 är den största möjliga erosion som kan förekomma till följd av kanalbildning 1 640 kg. Erosion i återfyllningen kommer i praktiken att innebära att materialet omfördelas inne i själva tunneln. Med tanke på den stora mängden återfyllningsmaterial i tunneln antas en omfördelning på 1 640 kg inte påverka återfyllningens funktion över huvud taget.

Även om det uppstår utspädda förhållanden i några av de mer transmissiva enskilda sprickorna som skär deponeringstunneln under nästa glaciationscykel, kommer dessa förhållanden inte att orsaka erosion i sådan omfattning att det kommer att leda till en sådan förlust av svälltryck ovanför deponeringshålen att det skulle uppstå advektiva förhållanden i dessa. För ett fåtal positioner där sprickorna står i förbindelse med en deformationszon kan potentiellt mer än 220 ton förloras i ett miljonårsperspektiv, men detta är inte relevant för kapselns integritet.

Säkerhetsfunktioner hos kapseln

Can1. Utgöra korrosionsbarriär

Det enda som skulle kunna orsaka kapselbrott till följd av korrosion under den återstående delen av glaciationscykeln är korrosion på grund av advektiva förhållanden i deponeringshålen som uppstått till följd av erosion av buffert som exponerats för utspädda grundvatten. Upp till omkring ett kapselbrott kan av denna anledning inträffa under den en miljon år långa analysperioden. Resultaten från beräkningarna av erosion och korrosion förs vidare till beräkningarna av radionuklidtransport, genom att ange den tid som krävs för erosion och korrosion specifikt för varje deponeringshål och för varje sulfidkoncentration.

Can2. Motstå isostatisk last

För att denna säkerhetsfunktion ska upprätthållas krävs att kapseln motstår en isostatisk last på upp till 45 MPa. Att denna säkerhetsfunktion uppfylls säkerställs genom kapselns design, se avsnitt 5.4.3 samt **Produktionsrapporten för kapseln**. Det kan också noteras att den maximala förväntade isostatiska lasten på kapseln i Forsmark är ett hydrostatiskt tryck på 4,5 MPa, ett isostatiskt svälltryck på upp till 13 MPa från bentoniten och maximalt ytterligare 26 MPa hydrostatiskt tryck från en framtida inlandsis i Weichsel-referensutvecklingen. Det maximala totala isostatiska trycket som kapseln kan komma att utsättas för uppskattas således till 43,5 MPa.

Sannolikheten för lokala brott på kapselinsatsen vid 44 MPa övertryck är försvinnande liten, vilket visas genom probabilistiska beräkningar, se avsnitt 5.4.3. Dessutom är kriteriet för kapselbrott att det inträffar en total kollaps, vilket inte förväntas för tryck under 100 MPa, se vidare i avsnitt 5.4.3. Följaktligen förväntas inga kapselbrott vid det maximala övertryck som skulle kunna uppstå i Forsmark under referensutvecklingen.

Can3. Motstå skjuvlast

Kapselbrott till följd av framtida jordskalv undviks genom att respektavstånd och acceptanskriterier tillämpas för deponeringshålen, vilka anpassas efter kapselns förmåga att stå emot last från skjuvrörelser i sprickor. Det kan emellertid inte helt uteslutas att sådana kapselbrott kan komma att inträffa, se ovanstående diskussion av säkerhetsfunktion R3b hos berget för uppskattningar av sannolikheten för sådana kapselbrott.

Slutsatser för konsekvensberäkningar

Följande slutsatser kan dras för radionuklidtransport:

1. De enda orsakerna till kapselbrott som inte har uteslutits för referensglaciationscykeln är korrosion i ett deponeringshål med advektiva förhållanden samt skjuvning till följd av ett stort jordskalv. Sannolikheten för att någon av dessa brottyper ska inträffa under den första glaciationscykeln är låg.
2. På samma sätt som för den inledande tempererade perioden måste den EDZ som skulle kunna uppstå under byggskedet beaktas vid analyserna av radionuklidtransport.
3. De hydrogeologiska analyserna har gett fördelningarna för F , t_w och Q_{eq} , vilka ska användas i beräkningarna av radionuklidtransport för tempererade perioder av glaciationscykeln. För andra klimatperioder har uppskattningar av dessa parametrar härletts, i många fall som stiliserade exempel.
4. De geokemiska analyserna har gett geokemiska förhållanden, för vilka bergets retentionsegenskaper för radionuklidtransport kan härledas.
5. De geokemiska analyserna för bufferten och återfyllningen har gett buffertförhållanden, för vilka buffertens retentionsegenskaper för radionuklidtransport kan härledas.
6. Effekten av en delvis eroderad återfyllning måste utvärderas i beräkningarna av radionuklidtransport.
7. Spjälkning kan påverka de ekvivalenta flödena, Q_{eq} , i deponeringshålen.
8. En cementinducerad pH-ökning kan inverka på geosfärens retentionsegenskaper i större, injekterade sprickor, möjligen under hela glaciationscykeln.

10.5 Efterföljande glaciationscykler

Beträffande klimatets referensutveckling görs det enkla antagandet att den första glaciationscykeln upprepas ända till slutet av den en miljon år långa analysperioden. Detta ligger också i linje med de förslag som SSM ger i sina allmänna råd. Med en tid på omkring 120 000 år för en cykel innebär det att den inledande Weichselglaciationscykeln upprepas ungefär sju gånger, dvs totalt åtta sådana cykler.

Reversibla företeelser – exempelvis bergets termiska, hydrogeologiska och geokemiska utveckling – förväntas i allt väsentligt följa de cykliska variationerna hos de externa förhållanden som styr dem, se exempelvis diskussionen i avsnitt 10.4.6 om utvecklingen av salthalten under en glaciationscykel och i avsnitt 10.4.7 om utvecklingen av redoxförhållandena under en glaciationscykel. Detta gäller även biosfärens utveckling på platsen.

Irreversibla företeelser som buffererosion, kapselkorrosion och eventuella konsekvenser av jordskalv förväntas i huvudsak inträffa i åtta gånger större omfattning än under den inledande glaciationscykeln. Särskilda konsekvenser av ovanstående fenomen listas nedan.

- Buffererosion, som orsakas av utspätt grundvatten och som kan vara ett betydelsefullt fenomen under den inledande glaciationscykeln, måste beaktas för senare glaciationscykler. I stort sett skulle åtta gånger mer omfattande erosion kunna förväntas vid slutet av den en miljon år långa analysperioden.
- Utvärderingarna av kapselkorrosion under den inledande glaciationscykeln antyder att med bibehållen buffert skulle korrosion inte leda till kapselbrott ens i ett tidsperspektiv av en miljon år. Med en buffert som eroderat i sådan utsträckning att advektiva förhållanden måste antas i deponeringshålet, skulle i genomsnitt mindre än ett kapselbrott kunna inträffa av denna anledning under den en miljon år långa analysperioden.
- Analysen av kapselbrott till följd av jordskalv under den inledande glaciationscykeln har förlängts till en miljon år. Under en glaciationscykel uppskattas det att mellan $8,3 \cdot 10^{-4}$ och $5,7 \cdot 10^{-3}$ kapslar kan förlora sin integritet. Utifrån tidsramen av en miljon år och en tillämpning av det mest pessimistiska sättet att beräkna de sammanlagda konsekvenserna av flera jordskalv, uppskattas mellan $8,1 \cdot 10^{-3}$ och $6,9 \cdot 10^{-2}$ kapslar kunna skjivas 50 mm eller mer.

Det finns också företeelser, exempelvis jonbyte i bufferten, som skulle kunna kräva miljontals år för att uppnå jämvikt med grundvattnets genomsnittliga jonsammansättning över en glaciationscykel. Vidare kommer resteffekten bara att påverka de termiska förhållandena i berget under den inledande glaciationscykeln. Därefter bestäms den termiska utvecklingen av naturligt förekommande fenomen.

10.5.1 Säkerhetsfunktioner vid slutet av analysperioden

Nedan redovisas status för alla säkerhetsfunktionerna i figur 10-2 vid slutet av den en miljon år långa analysperioden. Redovisningen har ofta formen av en jämförelse med situationen efter den inledande glaciationscykel som redovisas i avsnitt 10.4.11.

Säkerhetsfunktioner hos berget

R1. Tillhandahålla kemiskt gynnsamma förhållanden

a) Reducerande förhållanden; E_h begränsad.

Det har inte gått att identifiera något som motsäger slutsatsen att reducerande förhållanden kommer att råda under den inledande glaciationscykeln. Därför dras slutsatsen att reducerande förhållanden kommer att råda under hela analysperioden.

b) Salthalt; TDS begränsad.

Upprepningar av samma variationsmönster som under den inledande glaciationscykeln förväntas, vilket betyder att salthalterna kommer att förbli begränsade.

c) Jonstyrka; $\Sigma q[M^{q+}] > 4$ mM laddningsekvivalenter.

Upprepningar av samma variationsmönster som för den inledande glaciationscykeln förväntas, vilket betyder att ytterligare perioder med tempererade och glaciala förhållanden där denna säkerhetsfunktionsindikator inte uppfylls måste antas.

d) Koncentrationer av HS^- , H_2 , CH_4 , organiskt C, K^+ och Fe; begränsade.

Upprepningar av samma variationsmönster som för den initiala glaciationscykeln förväntas, vilket betyder att koncentrationerna av K och Fe kommer att förbli begränsade och att sulfidkoncentrationerna förväntas vara $\leq 10^{-5}$ mol/l för de flesta deponeringspositioner räknat som genomsnitt över tidsperioden.

e) pH; $pH < 11$.

Upprepningar av samma naturliga variationsmönster som för den inledande glaciationscykeln förväntas, vilket betyder att pH inte förväntas överskrida 10. Eventuellt kan fortsatta utsläpp av lakvatten från injektering, sprutbetong och cement ge pH-värden på omkring 9 även efter den inledande glaciationscykeln.

f) Undvika kloridkorrosion; $pH > 4$ och $[Cl^-] < 2$ M.

Upprepningar av samma naturliga variationsmönster som för den inledande glaciationscykeln förväntas, vilket betyder att dessa kriterier för säkerhetsfunktionsindikatorer uppfylls under hela perioden.

R2. Tillhandahålla gynnsamma hydrologiska förhållanden och transportförhållanden

a) Transportmotstånd i sprickor, F ; högt.

Upprepningar av samma variationsmönster för gradienter och små ändringar av sprickors transmissivitet förväntas vid olika glaciala laster, som under den inledande glaciationscykeln. Detta betyder att den inledande glaciationscykelns varierande grundvattenflöde – och därmed även varierande transportmotstånd – också kommer att kunna tillämpas på de efterföljande glaciationscyklerna.

b) Ekvivalent flöde i gränssytan mellan buffert och berg, Q_{eq} ; lågt.

Upprepningar av samma variationsmönster för gradienter och små ändringar av sprickornas transmissivitet förväntas vid olika glaciala laster, liksom under den inledande glaciationscykeln. Detta betyder att den inledande glaciationscykelns varierande grundvattenflöde – och därmed även variationer i ekvivalent flöde – också kommer att kunna tillämpas på de efterföljande glaciationscyklerna. I deponeringshål där advektiva förhållanden måste antas bör Q_{eq} emellertid ersättas av flödet i sprickan som skär deponeringshålet. Detta diskuteras vidare i avsnitt 10.4.9.

R3. Tillhandahålla mekaniskt stabila förhållanden

a) Grundvattentryck; begränsat.

Upprepningar av samma variationsmönster som under den inledande glaciationscykeln förväntas, vilket betyder att ökade tryck kommer att förekomma under glaciala förhållanden. Liksom för den inledande glaciationscykeln ger detta upphov till totala grundvattentryck på som högst omkring 30 MPa.

b) Skjuvrörelser vid deponeringshålen $< 0,05$ m.

Utifrån tidsramen av en miljon år och med det mest pessimistiska sättet att beräkna de sammanlagda konsekvenserna av flera jordskalv kan mellan $8,1 \cdot 10^{-3}$ och $6,9 \cdot 10^{-2}$ kapslar komma att skjuvas 50 mm eller mer.

c) Skjuvningshastighet vid deponeringshålen < 1 m/s.

Liksom för den inledande glaciationscykeln visas det att skjuvhastigheterna kommer att hålla sig under gränsen 1 m/s.

R4. Tillhandahålla termiskt gynnsamma förhållanden

Upprepningar av samma variationsmönster som för den inledande glaciationscykeln förutses. För den första glaciationscykeln visades det att -4 °C-isotermen når ett maximalt djup av cirka 150 m. Beaktas även en helt orealistisk och mycket extrem kombination av osäkerheter når osäkerhetsintervallet för den ständigt frusna marken ett maximalt djup av cirka 420 m, samtidigt som osäkerhetsintervallet för -4 °C-isotermen når ett maximalt djup av cirka 320 m. Dessa resultat visar sammanfattningsvis att -4 °C-isotermen inte når förvarsdjupet under referensglaciationscykeln. Eftersom osäkerhetsintervallet för den ständigt frusna marken inte når så djupt som 450 m, utesluts frysning av grundvatten på förvarsdjup i referensglaciationscykeln även vid den här synnerligen extrema kombinationen av alla osäkerheter. I detta ytterlighetsfall är de lägsta temperaturerna på 450 och 470 meters djup ungefär $-0,5$ °C respektive 0 °C. Under perioder med glaciala förhållanden isolerar inlandsisen berggrunden från låga lufttemperaturer, vilket betyder att permafrosten inte når lika djupt som under periglaciala förhållanden.

a) Temperatur > -4 °C (undvika buffertfrysning).

Denna säkerhetsfunktion uppfylls även vid beaktande av att de största permafrostdjupen för referensglaciationscykeln kan öka med upp till 37 m, se avsnitt 4.5.3 i **Klimatrapporten**, när bränslets resteffekt inte motverkar utvecklingen av permafrost efter den inledande glaciationscykeln.

b) Temperatur > 0 °C (giltighetsgräns för kapselns skjuvanalys).

Utan hänsyn till de osäkerheter som är relaterade till permafrosttillväxt ligger berggrundens temperatur väl över 0 °C under den första och alla efterföljande glaciationscykler som ingår i säkerhetsanalysen. I fallet med den mest extrema – och helt orealistiska – kombinationen av osäkerheter relaterade till permafrosttillväxt kan berggrunden på förvarsdjup ha en temperatur marginellt under 0 °C. Eftersom detta fall betraktas som orealistiskt, blir emellertid ändå bedömningen att säkerhetsfunktionen upprätthålls under hela analysperioden av en miljon år.

Säkerhetsfunktioner hos bufferten

Liksom för den inledande glaciationscykeln tyder kvantitativa utvärderingar av processen bufferterosion på att det inte går att utesluta omfattande förluster som påverkar flera av buffertens säkerhetsfunktioner negativt och eventuellt drabbar några deponeringshål under den en miljon år långa analysperioden. Dessa eventuella förluster blir större än för den inledande glaciationscykeln.

Detta påverkar utvärderingen av flera av buffertens säkerhetsfunktionsindikatorer enligt diskussionen nedan.

Buff1. Begränsa advektiv transport

a) Hydraulisk konduktivitet $< 10^{-12}$ m/s.

För deponeringshål där buffertdensiteten ligger inom det tillåtna intervallet uppfylls kriteriet för den hydrauliska konduktiviteten med stor marginal. Detta gäller även vid de salthalter som kan förväntas i grundvattnet under referensglaciationscykeln, se avsnitt 10.4.8. För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial till följd av erosion och kolloidfrigörelse i en sådan utsträckning att advektiva förhållanden råder, kan denna säkerhetsfunktion emellertid inte garanteras.

b) Svälltryck > 1 MPa.

För deponeringshål där buffertdensiteten ligger inom det tillåtna intervallet uppfylls kriteriet för svälltrycket med stor marginal. Detta gäller även vid de salthalter som kan förväntas i grundvattnet under referensglaciationscykeln, se avsnitt 10.4.8. För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial till följd av erosion och av kolloidfrigörelse i sådan utsträckning att advektiva förhållanden råder, kan denna säkerhetsfunktion emellertid inte garanteras.

Buff2. Reducera mikrobiell aktivitet

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs det att buffertdensiteten är hög.

För deponeringshål inom det initialt tillåtna densitetsintervallet upprätthålls denna säkerhetsfunktion.

För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial till följd av erosion/kolloidfrigörelse i betydande omfattning kan denna säkerhetsfunktion emellertid inte garanteras.

Buff3. Dämpa bergets skjuvrörelser

För att uppfylla denna säkerhetsfunktion krävs det att den mättade buffertdensiteten är mindre än $2\,050\text{ kg/m}^3$. Eftersom $2\,050\text{ kg/m}^3$ utgör den övre gränsen för det tillåtna initiala tillståndet, och eftersom inga relevanta processer som skulle öka buffertdensiteten har identifierats, är slutsatsen att denna säkerhetsfunktion uppfylls för alla deponeringshål.

Buff4. Motstå omvandling

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs det att temperaturen i bufferten är lägre än 100 °C . Liksom för den inledande glaciationscykeln finns det ingen tänkbar anledning till att denna temperatur ska överskrida 100 °C under analysperioden.

Buff5. Förhindra kapselsjunkning

För att denna säkerhetsfunktion ska uppfyllas krävs det att buffertens svälltryck överskrider $0,2\text{ MPa}$.

För deponeringshål med en buffertdensitet inom det tillåtna intervallet uppnås svälltryckskriteriet med stor marginal, se ovan.

För ett deponeringshål som förlorat buffertmaterial på grund av erosion och kolloidfrigörelse, och i sådan utsträckning som innebär att advektiva förhållanden råder, kan denna säkerhetsfunktion emellertid inte garanteras. Om det råder advektiva förhållanden är emellertid det faktum att kapseln sjunker av sekundär betydelse.

Buff6. Begränsa tryck på kapsel och berg

a) Svälltryck $< 15\text{ MPa}$.

Eftersom det inte har gått att identifiera någon process som tillför buffertmaterial under de framtida glaciationscyklerna kommer kriteriet för maximalt svälltryck att uppfyllas.

b) Temperatur $> -4\text{ °C}$.

Som omnämnts beträffande bergets säkerhetsfunktion R4 ovan förväntas kriteriet uppfyllas med god marginal.

Säkerhetsfunktioner hos återfyllningen

BF1. Motverka buffertexpansion

Även om det kan förekomma utspädda förhållanden i några av de mer transmissiva enskilda sprickor som skär deponeringstunnlarna, kommer ingen av dem att under den en miljon år långa analysperioden orsaka erosion av återfyllningen i en omfattning som ger en sådan förlust av svälltryck ovanför deponeringshål att dessa i sin tur skulle utsättas för advektiva förhållanden. I några få positioner där sprickan står i kontakt med en deformationszon skulle eventuellt mer än 220 ton återfyllning kunna förloras, men det är inte relevant för kapselns integritet.

Säkerhetsfunktioner hos kapseln

Can1. Utgöra korrosionsbarriär

Det enda skälet till kapselbrott på grund av korrosion under framtida glaciationscykler är korrosion vid advektiva förhållanden i deponeringshål. Detta orsakas av att bufferten eroderas när den utsätts för utspädda grundvatten. I genomsnitt kommer mindre än ett kapselbrott att inträffa av denna

anledning under hela den en miljon år långa analysperioden. Resultaten från erosions- och korrosionsberäkningarna förs vidare till beräkningarna av radionuklidtransport, i form av tider för erosion och korrosionsgenombrott specifikt för varje deponeringshål och för varje sulfidkoncentration.

Can2. Motstå isostatisk last

Eftersom upprepningar av de maximala isostatiska lasterna under den initiala glaciationscykeln förväntas under återstoden av analysperioden, dras slutsatsen att denna säkerhetsfunktion kommer att upprätthållas också under den en miljon år långa analysperioden.

Can3. Motstå skjuvlaster

Kapselbrott till följd av framtida jordskalv undviks genom att respektavstånd och sovringskriterier för deponeringshål används. Kriterierna är anpassade till kapselns förmåga att motstå laster som uppkommer genom skjuvrörelser hos sprickor. Att sådana brott kommer att inträffa går emellertid inte att utesluta helt, se diskussionen om säkerhetsfunktion R3a för berget ovan för uppskattningar av sannolikheterna för den sortens händelser.

Slutsatser för konsekvensberäkningar

Följande slutsatser kan dras när det gäller radionuklidtransport:

- En orsak till kapselbrott, som inte har uteslutits för den en miljon år långa analysperioden är ett jordskalv till följd av förändrad glacial last. Sannolikheten för denna typ av kapselbrott är liten, även om hela analysperioden beaktas.
- Kapselbrott som orsakas av korrosion vid advektiva förhållanden i en delvis eroderad buffert måste också beaktas för den en miljon år långa analysperioden. I genomsnitt förväntas mindre än ett kapselbrott inträffa till följd av denna anledning.
- Alla andra slutsatser beträffande konsekvensberäkningar som dras för den inledande glaciationscykeln, se avsnitt 10.4.11, betraktas också vara giltiga för efterföljande upprepade cykler.

10.6 Variant med global uppvärmning

10.6.1 Externa förhållanden

Det finns ett stort antal möjliga framtida klimatutvecklingar när den sammanlagda verkan av naturlig och antropogen klimatförändring beaktas. Ett sådant fall beskrivs i varianten med *global uppvärmning*. Varianten beskriver en framtida klimatutveckling som påverkas av både naturliga klimatvariationer och klimatförändringar orsakade av antropogena utsläpp av växthusgaser, där den sistnämnda företeelsen resulterar i en svag till måttlig global uppvärmning. För att täcka in ett rimligt stort spann av framtida klimatutvecklingar – med utgångspunkt från nuvarande kunskapsläge – ingår också ett fall med *ökad global uppvärmning* i säkerhetsanalysen SR-Site. Fallet beskriver en situation med kraftigare och mer långvarig global uppvärmning.

I SR-Site finns det två huvudsakliga anledningar att analysera fall som avser ett varmare klimat än det i referensglaciationscykeln: i) modelleringsstudier av klimatresponser på ökade utsläpp av växthusgaser, främst CO₂, tyder på att de globala temperaturerna kommer att öka i framtiden under sådana förhållanden, se exempelvis /IPCC 2007, Kjellström et al. 2009a/, och ii) naturliga långvariga klimatcykler orsakas i grunden av variationer i solinstrålning, se avsnitt 2.2 i **Klimatrapporten**. Den kommande hundratusenårsperioden kännetecknas inledningsvis av att amplituden i solinstrålningens variationer är exceptionellt låg /Berger 1978/, vilket tyder på att den nuvarande interglacialen kan bli ovanligt långvarig. Efter att ha beaktat de kända framtida förändringarna i solinstrålning föreslår /Loutre och Berger 2000/ och /Berger och Loutre 2002/ att innevarande interglacial skulle kunna ta slut om cirka 50 000 år. Givet denna utveckling för solinstrålningen pekar resultaten på att de grönländska, eurasiska och nordamerikanska inlandsisarna inte skulle börja växa till förrän om 50 000 år, även utan ökade CO₂-halter. Varianten med global uppvärmning behandlar dessa framtida variationer i solinstrålning, såväl som effekten av en låg till måttlig global uppvärmning till följd av en antropogen orsakad ökning av CO₂-halten i atmosfären.

I varianten med global uppvärmning uppnås de högsta lufttemperaturerna inom de första hundratal till tusentals åren. Då förekommer årsmedelvärden för lufttemperaturerna i centrala Sverige och Forsmark som är flera grader varmare än i dag. Därefter sjunker temperaturerna långsamt under återstoden av den långa inledande perioden med tempererade förhållanden till följd av att utsläppen av växthusgaser minskar och CO₂-koncentrationen i atmosfären långsamt sjunker.

I linje med resultaten från /Berger och Loutre 2002/ antas det för varianten med global uppvärmning att det nuvarande tempererade klimattillståndet – om än med högre initiala lufttemperaturer – kommer att råda ytterligare 50 000 år fram till den relativt milda inledningen av nästa glaciationscykel. Därefter antas de första 70 000 åren av referensglaciationscykeln följa. Denna utveckling stämmer också överens med de resultat som simulerats fram för två fall med global uppvärmning inom BIOCLIM-projektet /BIOCLIM 2003/.

På grund av Forsmarks kustnära läge är ytförhållandena på platsen känsliga för förändringar i havsnivå och strandlinje. Sådana förändringar skulle kunna orsakas av effekter på nutida glaciärer och inlandsisar av framtida klimat med global uppvärmning. Den framtida havsnivåhöjningen som är kopplad till olika grader av global uppvärmning är för närvarande behäftad med stora osäkerheter. En övervägande del av denna osäkerhet har samband med kryosfärens reaktion på ökade temperaturer. Den grönländska inlandsisen är känsligare för en ökad lufttemperatur än de antarktiska inlandsisarna, speciellt den östantarktiska inlandsisen, se avsnitt 5.1.3 **Klimatrapporten**, underavsnittet om inlandsisar och havsnivå.

I några studier utgör avsmältningen av den grönländska inlandsisen i samband med global uppvärmning en ganska jämn funktion av temperaturökningen /Huybrechts och de Wolde 1999/. Många senare studier har emellertid visat att den grönländska inlandsisens reaktion på ett varmare klimat är en komplex process, som involverar interna processer i själva inlandsisen såväl som samverkansmekanismer mellan kryosfär, atmosfär och hav, se även avsnitt 5.1.3 i **Klimatrapporten**, underavsnittet om inlandsisar och havsnivå. Enligt /Gregory och Huybrechts 2006/ kan en ökning av luftens årstemperatur på Grönland av 4,5±0,9 °C eller mer, motsvarande en global temperaturökning på 3,1±0,8 °C, leda till att den grönländska inlandsisen kollapsar på ett irreversibelt sätt. I det mest pessimistiska CO₂-scenariot från /IPCC 2007/, vilket innebär en global klimatuppvärmning på 4 °C år 2100 (jämfört med perioden 1980–1999) med ett sannolikt intervall på 2,4–6,4 °C, skulle uppvärmningen på lång sikt vara tillräcklig för att orsaka en total kollaps av den grönländska inlandsisen. Detta skulle i sin tur så småningom resultera i en global höjning av havsnivån på i medeltal 7 m, se avsnitt 5.1.3 i **Klimatrapporten**, underavsnittet om inlandsisar och havsnivå.

Det maximala bidraget till en framtida global havsnivåförändring till följd av smältande glaciärer, platåisar och isfält (dvs undantaget de grönländska och antarktiska inlandsisarna) är betydligt mindre – inte mer än 0,5 m (vilket motsvarar den totala volym vatten som lagras i dessa ismassor för närvarande).

Vid denna analys antogs att den grönländska inlandsisen genomgår en total kollaps med linjär hastighet under de kommande tusen åren, vilket ger upphov till en genomsnittlig höjning av världshaven med 7 m. Till följd av gravitationseffekter fördelas dock inte dessa 7 m jämnt över världshaven, se exempelvis /Milne et al. 2009/.

Havsnivåhöjningens inverkan på utvecklingen av strandlinjen runt Östersjön undersöktes med hjälp av modellering av glacial isostatisk förändring (GIA), se avsnitt 3.3.4 i **Klimatrapporten**. Den relativa strandlinjekurvan från denna GIA-modellering kombinerades med observerade strandlinjedata /Påsse 2001/ för att konstruera utvecklingen för varianten med global uppvärmning som presenteras i figur 10-159. Som framgår av figuren är höjningen av de globala havsnivåerna till följd av avsmältningen av den grönländska inlandsisen av mindre betydelse för hur strandlinjen vid Forsmark utvecklas. Detta beror på en motverkande gravitationseffekt kopplad till att den grönländska inlandsisens försvinner, se avsnitt 5.1.3 i **Klimatrapporten** och /Milne et al. 2009, Whitehouse 2009/. Detta har i GIA-simuleringarna resulterat i att den isostatiska landhöjningen i Forsmark är större än havsnivåhöjningen. Det ska emellertid noteras att det finns stora osäkerheter i GIA-modelleringen samt i dagens kunskapsläge när det gäller höjningen av nivån i världshaven till följd av global uppvärmning, se avsnitt 5.3.1 i **Klimatrapporten**. Förutom de osäkerheter som införs av kryosfärens osäkra reaktion på höjda lufttemperaturer, råder också osäkerhet om havens långsiktiga termiska expansion (den så kallade termoteriska havsnivåhöjningen). Hastigheten för den komponent av den globala havsnivåhöjningen som beror på havsvattnets termiska expansion skulle till att börja med vara låg, men sedan öka. IPCC uppskattar den totala havsnivåhöjningen på grund av termisk expansion till 0,3–0,8 m år 2300 (utsläppsscenario A1B) och till 0,5–2 m år

3000 e Kr jämfört med år 2000 e Kr /IPCC 2007/. Till följd av oceanernas stora värmekapacitet skulle den termiska expansionen fortsätta i många århundraden efter att ett varmare klimat har stabiliserats /IPCC 2007/. Det i slutänden maximala bidraget till en förhöjd havsnivå till följd av termisk expansion skulle därför vara betydligt större än vad detta bidrag är vid tidpunkten för den maximala uppvärmningen av atmosfären.

Ytterligare en osäkerhet har att göra med den möjliga kollapsen av den västantarktiska inlandsisen. Genom att använda det traditionella värdet för isvolymen i Västantarktis, vilket motsvarar en genomsnittlig global havsnivåhöjning på 5 m, uppskattade /Mitrovica et al. 2009/ att en kollaps av den västantarktiska inlandsisen skulle resultera i en havsnivåhöjning runt Fennoskandia av 5 ± 1 m, med gravitationseffekter inräknade. Genom att använda ett nytt förbättrat värde för den västantarktiska isvolymen, som motsvarar en genomsnittlig global havsnivåhöjning av 3,3 m, visade emellertid /Bamber et al. 2009/ att en fullständig kollaps av den västantarktiska inlandsisen skulle ge en havsnivåhöjning runt Fennoskandia av cirka 3 m, också här med hänsyn tagen till gravitationseffekterna.

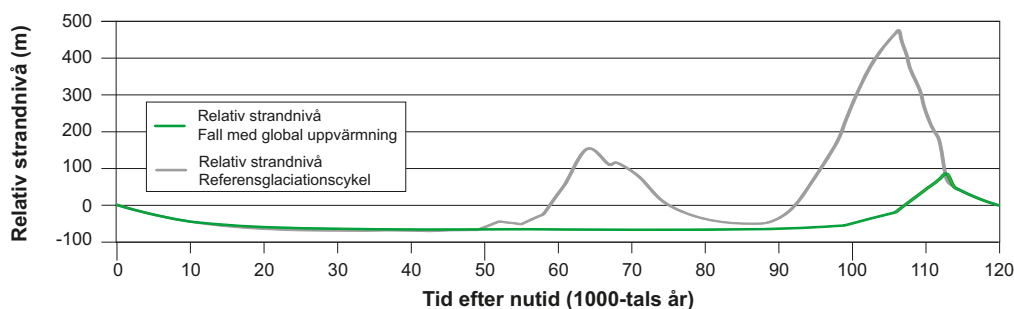
På grund av dessa osäkerheter – och i motsats till vad figur 10-159 visar – skulle det därför kunna förekomma en inledande period av transgression i Forsmark i varianten med global uppvärmning. Sådana situationer beskrivs i /Brydsten et al. 2009/. Efter en tidig fas med dessa stora osäkerheter i varianten med global uppvärmning visar emellertid resultaten av den isostatiska modelleringen att förvarsplatsen vid Forsmark långsiktigt kommer att ligga över havsnivån fram till slutet av den 120 000 år långa perioden, se figur 10-159.

Varianten av referensutvecklingen med global uppvärmning framgår av figurerna 10-160 och 10-161. Mot bakgrund av antagandet om en lång inledande period med tempererade klimatförhållanden dominerar det tempererade klimattillståndet. Tempererade klimatförhållanden varar i cirka 78 000 år (65 procent av tiden), permafrostförhållanden i cirka 28 000 år (23 procent av tiden), glaciala förhållanden i cirka 11 000 år (9 procent av tiden) och vattentäckta förhållanden i cirka 3 000 år (ungefär 3 procent av tiden).

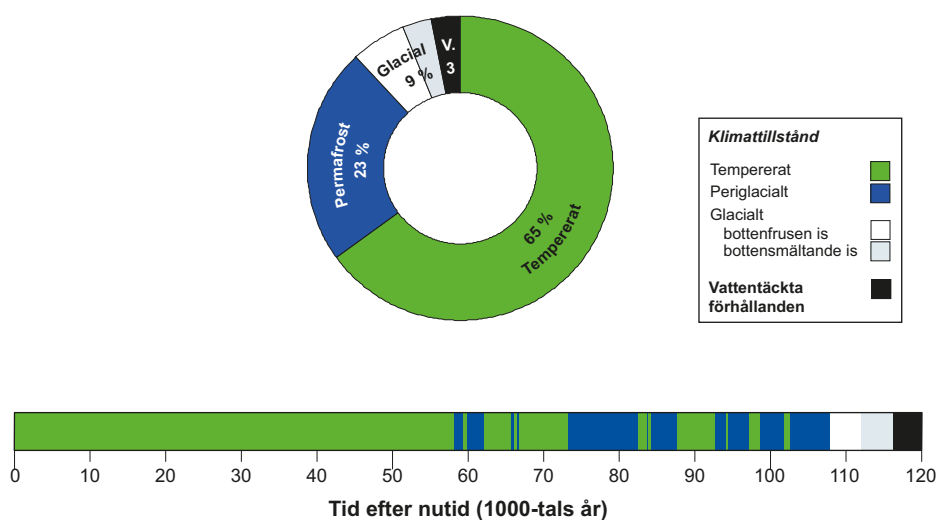
Vid den tilltänkta förvarsplatsen i Forsmark domineras klimatet av en inledande cirka 60 000 år lång period med tempererade klimatförhållanden. Variationen i lufttemperatur och nederbörd är avsevärd inom denna tempererade period. Perioden inleds med lufttemperaturer och nederbörds mängder som till följd av global uppvärmning är avsevärt högre än i dag. Med tiden minskar temperaturerna och nederbörds mängderna långsamt. Under denna inledande långa varma period är det sannolikt att klimatet kommer att variera markant inom klimattillståndet, med ett spann som är större än det under de föregående delarna av Holocen. Varaktigheten för den inledande perioden med tempererat klimattillstånd i varianten för global uppvärmning i SR-Site ska inte betraktas som en prediktion eller ett utlåtande om vilka framtida klimatförändringar som faktiskt kommer att ske. Vid ett framtida varmare klimat skulle denna period kunna vara kortare eller längre än den som beskrivs här. Ett alternativt fall med längre varaktighet beskrivs i fallet med utökad global uppvärmning, se avsnitt 5.2 i **Klimatrapporten**.

Om mellan cirka 60 000 år fram till om mer än 100 000 år inträffar i denna variant perioder med periglaciala förhållanden med allt kraftigare permafrost. Den första framryckningen av inlandsis över platsen i Forsmark äger rum om cirka 100 000 år. Inlandsisen uppnår sin maximala tjocklek, omkring 2 000 m, om ungefär 115 000 år.

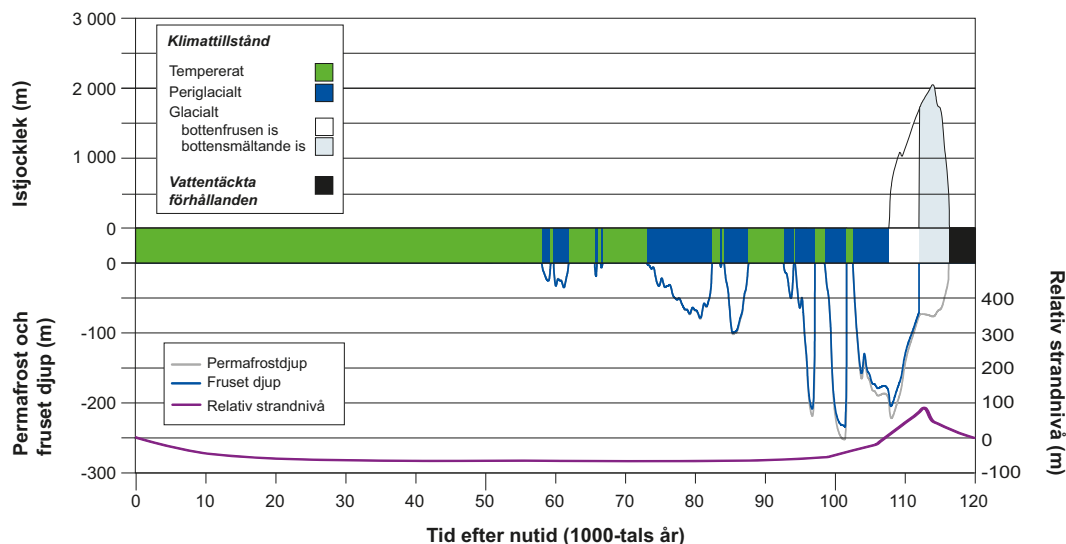
Som framgår av den globala och regionala klimatmodellering som utförts av /Kjellström et al. 2009/, kan ett klimat med global uppvärmning i Forsmarksområdet exempelvis innebära en ökad genom-



Figur 10-159. Strandlinjeförskjutningen vid Forsmark för varianten med global uppvärmning. För jämförelsens skull visas också strandlinjeförskjutningen för referensglaciationscykeln, se avsnitt 10.4.1. Negativa tal betyder att området ligger över den nutida havsnivån. Osäkerheter beträffande framtida strandlinjer diskuteras i texten.



Figur 10-160. Varaktigheten för klimattillstånden och vattentäckta perioder vid Forsmark i varianten med global uppvärmning, uttryckta som procentandelar av den totala tiden. Den liggande stapeln under cirkeldiagrammet visar utvecklingen som en tidsserie in i framtiden med olika klimattillstånd och vattentäckta perioder.



Figur 10-161. Utvecklingen av klimat- och klimatrelaterade parametrar i Forsmark för SR-Sites variant med global uppvärmning. Ytterligare en variant med utökad global uppvärmning är inkluderad i SR-Site.

snittlig årstemperatur av cirka 3,5 °C och en ökning av den genomsnittliga årsnederbörden med cirka 20 procent om några tusentals år, jämfört med klimatet under referensperioden 1961–2000. Dessa resultat ligger i linje med flera andra simuleringar med klimatmodeller som antar liknande framtida koncentrationer av växthusgaser i atmosfären /Kjellström et al. 2009, BIOCLIM 2003, Rummukainen 2003/. För ytterligare information och exempel på det för Forsmark modellerade klimatet med global uppvärmning, se avsnitt 5.1.7 i **Klimatrapporten** och /Kjellström et al. 2009/.

En annan möjlig händelseutveckling inom ramen för ett allmänt varmt klimat på grund av ökad växthuseffekt är att den termohalina cirkulationen i Nordatlanten minskar eller upphör, se exempelvis /Wu et al. 2004, Schlesinger et al. 2006, IPCC 2007/. Detta skulle leda till att Nordatlantiska strömmen transporterar mindre värme i riktning mot Fennoskandia, vilket i sin tur skulle kunna leda till regional nedkylning av detta område. Det anses emellertid att den allmänna uppvärmningen skulle vara avsevärt större än en sådan kylande effekt och i stället ge upphov till en nettouppvärmning i Fennoskandia /IPCC 2007, Kjellström et al. 2009/. Trots detta undersöks i scenariot med buffertfrysning ett fall med mer uttalad permafrostutveckling än i referensglaciationscykeln, se avsnitten 12.3 och 5.5 i **Klimatrapporten**.

Under den andra halvan av varianten med global uppvärmning, se figurerna 10-160 och 10-161, varierar klimatet inom samma intervall som under den första delen av referensutvecklingen. Följaktligen kommer de klimatrelaterade processerna att inverka på samma sätt som i referensutvecklingen. Varianten med global uppvärmning minskar effekter av klimatrelaterade processer som har betydelse för förvarets säkerhet och som är förknippade med kalla klimatförhållanden, dvs effekterna av de periglaciala och glaciala klimattillstånden.

I ett klimat påverkat av global uppvärmning skulle de högre temperaturerna vid markytan inte påverka förvarets säkerhetsfunktioner. Om nederbörden ökar skulle det inte betyda något avgörande för grundvattenbildningen. Huvuddelen av grundvattenmagasinen fylls nämligen redan genom dagens nederbördsmängder sett i regional skala. Låg salthalt i grundvattnet till följd av ihållande infiltration av meteoriskt vatten under den inledande förlängda perioden med tempererade klimatförhållanden kan emellertid eventuellt påverka lerbuffertens funktion i varianten med global uppvärmning. Detta behandlas i avsnitt 10.6.3.

10.6.2 Biosfären

Klimatförändringar eller variationer till följd av en ökad uppvärmning genom växthusgaser under de kommande tusen åren – vilket beaktas i varianten av referensutvecklingen med global uppvärmning – förväntas också påverka viktiga parametrar i biosfären, till exempel den hydrologiska cykeln, havsnivån och den årstidsbundna vegetationsperioden.

Den ökade nederbörd som förutses i varianten med global uppvärmning, se avsnitt 10.6.1, kan leda till högre avrinning /Bosson et al. 2010/. Detta balanseras dock delvis av ökad evapotranspiration på grund av högre temperaturer. Den i referensutvecklingen förväntade strandlinjeförskjutningen kommer att minska, upphöra eller – åtminstone under begränsade perioder – till och med gå i motsatt riktning. Därmed förlängs den period då förvarsplatsen befinner sig i närhet till havet, se **Klimatrapporten**. Detta kan i så fall komma att påverka grundvattnets omsättningstid i närheten av förvaret. Eftersom grundvattnets utströmningsområden från förvaret varierar i tiden och i viss mån följer den varierande strandlinjen /Joyce et al. 2010/ betyder det att utströmningsområden nära förvaret kan komma att ta emot eventuellt frigjorda radionuklider under längre perioder jämfört med basfallet. Den predikterade ökningen av avrinningen till de norra delarna av Östersjöbassängen i varianten med global uppvärmning kommer troligen att minska salthalten i Bottniska havet /Gustafsson 2004/.

På grund av högre vintertemperaturer, se avsnitt 5.1.7 i **Klimatrapporten**, och en förlängd vegetationsperiod kan artsammansättningen förändras, speciellt i det terrestra ekosystemet där lövträd kan bli mer allmänna. Sådana temperaturförändringar kan också tala för ökad biomassa och möjligen också för högre produktivitet i både terrestra och akvatiska ekosystem. Detta är emellertid inte nödvändigtvis fallet. Det finns studier från sötvattens ekosystem som tyder på att ökade temperaturer kan vara till nackdel för primärproducenter på sjöbottnar, även om sjöarnas totala produktivitet förblir oförändrad, jämför /Andersson 2010/. Data som beskriver torvackumulation pekar dessutom på att denna ackumulation minskar med varmare klimat vid övergången från ett borealt till ett nemoralt klimatstadium, jämför /Löfgren 2010/. Sammanfattningsvis antas förutsättningarna för transport och ackumulation av radionuklider i biosfären under tempererade perioder i varianten med global uppvärmning likna dem som råder under den inledande tempererade perioden i referensutvecklingen.

10.6.3 Förvarets utveckling

Geokemi

I varianten med global uppvärmning, som beskriver en situation med låg till måttlig global uppvärmning, ökar CO₂-halten i atmosfären tillfälligtvis upp till omkring 750 ppm innan den börjar sjunka, se avsnitt 5.1 i **Klimatrapporten**. Detta är ungefär tre gånger högre än det förindustriella värdet på 280 ppm. Högre CO₂-koncentrationer i atmosfären, och därmed en kraftigare växthuseffekt, förutses i klimatfallet med utökad global uppvärmning, se avsnitt 5.2 i **Klimatrapporten**. I detta fall kan den högsta CO₂-koncentrationen i atmosfären tillfälligt överstiga 1 000 ppm. Vilka följder som den ökade försurningen och det ökade sulfatinnehållet hos ytliga vatten får för en granitisk akvifer analyserades i /Wersin et al. 1994b/. Där drogs slutsatsen att det skulle ta flera tiotusentals år för att förbruka den kalcit som ingår bland sprickmineralerna. Dessutom bidrar också silikatvittrings- och jonbytesprocesser till att neutralisera det ökade inflödet av kolsyra i infiltrerande vatten, medan

sulfat försvinner genom mikrobiell reduktion till sulfid. Det kan därför konstateras att grundvattenförhållandena kommer att likna dem i referensutvecklingen, med skillnaden att en längre periods exponering för grundvatten med meteoriskt ursprung förväntas ha viss påverkan på förvarsdjup. Vattens sammansättning förväntas emellertid inte variera på något avgörande sätt under den tempererade perioden, vilket framgår av de hydrogeologiska modelleringsresultat för Forsmark som diskuteras i avsnitt 10.3.6 och resultaten från /Wersin et al. 1994b/.

I Forsmark, som har en låg topografisk gradient, förväntas påverkan från infiltrerande meteoriska vatten som når förvarsvolymen (dvs på större djup än cirka 400 m) vara liten även under en lång period med tempererade förhållanden. Till exempel visar grundvattnen i den tilltänkta förvarsvolymen för närvarande ingen påverkan av vare sig glaciala smältvatten eller havsvatten, även om drivkrafterna för infiltrationen av dessa vatten varit relativt stora. I själva verket är påverkan från det senaste Littorinahavet tydlig i Forsmark på grundare djup än cirka 300 m och sydost om det tilltänkta förvarsområdet. Den generellt högre hydrauliska konduktiviteten för berget har där medgett en infiltration av dessa havsvatten driven av densitetsgradienter. Som nämns i avsnitt 10.3.7 går det ändå inte att bortse från att en andel av deponeringshålén kan vara utsatta för utspädda förhållanden under denna långa tempererade period, när hänsyn tas till inverkan av de mest extrema flödesvägarna från ytan till förvaret i de hydrogeologiska simuleringar som visas i figur 10-32. Enligt figuren drabbas ungefär 2 procent av deponeringspositionerna av utspädda förhållanden efter de 60 000 år med tempererade förhållanden som antas för varianten med global uppvärmning. Med tempererade förhållanden under en miljon år skulle denna andel fortfarande ligga väl under 10 procent.

Slutsatserna liknar därför dem som presenteras i avsnitten 10.3.7 och 10.4.7. Under hela den inledande tempererade perioden som följer efter förvarets förslutning kommer det att råda anoxiska grundvattenförhållanden på förvarsdjup, trots den med tiden ökande andelen meteoriskt vatten. Detta uppfyller därmed kriteriet för säkerhetsfunktionsindikatorn R1a i figur 10-2. Salthalterna under denna period kommer att vara begränsade, vilket säkerställer att buffertens och återfyllningens svällningsegenskaper inte påverkas negativt, jämfört med säkerhetsfunktionsindikatorn R1b i figur 10-2. Katjonkoncentrationer uttryckta som laddning, $\sum q[M^{qt}]$, kommer i allmänhet att ligga väl över 0,004 mol/l i den tilltänkta förvarsvolymen, även om det inte kan uteslutas att katjonkoncentrationerna i en del av deponeringshålén kommer att vara lägre än gränsen för när montmorillonitkolloider börjar stabiliseras.

Sulfidkoncentrationen, som är en annan viktig parameter, förväntas förbli på de nutida nivåer som konstaterats i grundvattnet i Forsmarks. Även kolloidkoncentrationerna förväntas ligga kvar på de nivåer som uppmätts under platsundersökningarna, dvs mindre än 200 µg/l /Hallbeck och Pedersen 2008/.

Bufferten och återfyllning i deponeringstunnlarna

Bufferten och återfyllningen i deponeringstunnlarna kommer inte att påverkas på något avgörande sätt av den annorlunda utvecklingen i varianten med global uppvärmning. Den huvudsakliga skillnaden är att den tempererade perioden kommer att bli längre och att de glaciala förhållandena kommer att inträffa senare, vilket bland annat påverkar grundvattenkemin. Enligt avsnitt 10.3.11 kommer emellertid fortfarande mindre än 7 procent av deponeringshålén att uppnå advektiva förhållanden i ett tidsperspektiv på en miljon år, även om utspädda förhållanden består hela tiden.

Kapseln

En inledande 100 000 år lång tempererad period kommer att ha obetydlig effekt på kapselns prestanda. Den förlängda perioden före den första uppkomsten av permafrost förväntas leda till en längre period med exponering för grundvatten med meteoriskt ursprung. Detta ger en viss påverkan på förvarsdjup, men grundvattenförhållandena kommer att likna dem i referensutvecklingen. Sulfidkoncentrationen förväntas ligga kvar på de nutida nivåer som konstaterats i grundvattnet i Forsmark.

Den analys av kapselkorrosion som presenteras i avsnitt 10.4.9 och som avser kapselbrott till följd av en delvis eroderad buffert täcker också in dessa fall. En något längre period med utspädda förhållanden i den första glaciationscykeln, jämfört med de 25 procent av tiden för referensutvecklingen, har mycket liten effekt på det genomsnittliga antalet kapselbrott. Detta utvecklas vidare i känslighetsanalyserna i avsnitt 12.6.2.

Inlandsisens minskade mäktighet kommer att leda till en lägre mekanisk belastning på kapseln under den första glaciationscykeln. Detta kan också resultera i en lägre risk för att större jordskalv inträffar.

Enligt diskussionen i avsnitt 10.4.5 är det emellertid inte enkelt att anpassa uppskattningar av jordskalvsfrekvensen till förekomsten av glaciationer. Detta betyder att sannolikheten för jordskalv och kapslarnas potentiella skjuvning försiktigtvis antas vara densamma i varianten med global uppvärmning som för referensglaciationscykeln.

10.6.4 Säkerhetsfunktionsindikatorer för varianten med global uppvärmning

Baserat på innehållet i avsnitt 10.6.3 kan tillståndet för säkerhetsfunktionsindikatorerna vid slutet av en förlängd period med tempererat klimat förväntas vara mycket lika det tillstånd som rapporteras för den inledande tempererade perioden i avsnitt 10.3.16. Därför lämnas ingen detaljerad redogörelse för säkerhetsfunktionsindikatorerna här.

10.7 Slutsatser från analysen av referensutvecklingen

Slutsatser rörande alla de identifierade säkerhetsfunktionerna i relation till deras indikatorer återfinns i avsnitt 10.2.7 för bygg- och driftsskedet, i avsnitt 10.3.16 för den inledande tempererade perioden, i avsnitt 10.4.11 för den första glaciationscykeln och i avsnitt 10.5.1 för hela den analysperiod som avser referensutvecklingens basfall. Kortfattade slutsatser beträffande varianten av referensutvecklingen med global uppvärmning återfinns i avsnitt 10.6.4. Dessa upprepas inte i detalj här.

Resultat och osäkerheter relaterade till inneslutning

Ett antal osäkerheter, som kan relateras till inneslutning, har identifierats och utvärderats vid analysen av referensutvecklingen. Dessa sammanfattas under rubrikerna ”*Identifierade osäkerheter och deras hantering i SR-Site*” återkommande genom hela kapitlet. Tabell 10-27 ger en överblick över dessa osäkerheter. Frågor som är markerade med rött i tabellen kan påverka en eller flera säkerhetsfunktioner som är relaterade till inneslutning, vilket framgår av kolumnen längst till höger i tabell 10-27. I de fall det är relevant förs dessa frågor vidare till analyser av efterföljande delar av referensutvecklingen, vilket också framgår av tabellen. Exempelvis förs osäkerheter relaterade till grundvattenflöde under den tempererade perioden vidare till utvärderingar av buffererosion och kapselkorrosion.

Om osäkerheter som förs vidare visar sig få liten betydelse för alla typer av påverkan på senare delar av referensutvecklingen, behöver de inte beaktas vid valet av scenarier vid analysen av referensutvecklingen.

De flesta av de osäkerheter som förs vidare till efterföljande delar av analyserna har dock en avgörande inverkan på den resulterande utvärderingen av inneslutningen i referensutvecklingen. Detta är exempelvis fallet för osäkerheter relaterade till grundvattenflöde, och då i synnerhet de tre olika sambanden mellan transmissivitet och storlek hos sprickor, genom deras effekt på buffererosion och kapselkorrosion. I slutändan leder detta även till osäkerhet avseende antalet kapselbrott i referensutvecklingen. Dessa osäkerheter förs vidare till analyserna av scenarier och beräkningsfall i efterföljande kapitel i denna rapport.

De frågeställningar som är behäftade med osäkerheter och som behöver föras vidare till scenarieanalyser kan huvudsakligen delas in i två grupper: frågor som rör kapselbrott till följd av korrosion (säkerhetsfunktion Can1) och frågor som rör kapselbrott till följd av skjuvlast (säkerhetsfunktion Can3). Kapselbrott till följd av isostatisk last (Can2) utesluts däremot i enlighet med analyserna i referensutvecklingen.

De frågor som rör kapselbrott till följd av korrosion är:

- Grundvattenflöde under glaciationscykeln.
- Grundvattnets salthalt under glaciationscykeln.
- Buffererosion som bestäms av grundvattenflöde, sprickaperturer och salthalt samt vars analys även påverkas av den ofullständiga konceptuella förståelsen av processen i fråga.
- Grundvattnets sulfidkoncentrationer under glaciationscykeln.
- Kapselkorrosion under advektiva förhållanden, som kräver buffererosion i sådan omfattning att advektiva förhållanden uppstår i deponeringshålet, och som därefter bestäms av grundvattenflöde och sulfidkoncentrationer.

Tabell 10-27. Sammanfattning av frågor som eventuellt kan påverka säkerhetsfunktioner och av resultat från den utvärdering som görs i det här kapitlet. Följande färgkod används: **Grönt: analysresultaten pekar på antingen gynnsamma eller oväsentliga förhållanden med hänsyn till risk, vilket medger att fenomenet i fråga kan uteslutas från ytterligare analyser. **Gult:** resultat som förs vidare utan några signifikanta osäkerheter. **Rött:** resultat och osäkerheter som förs vidare som fördelningar, intervall för värden eller flera olika fall. Kolumnen längst till höger listar frågeställningar som är behäftade med osäkerheter och som bedöms bidra till kapselbrott i referensutvecklingen. Följaktligen har dessa frågeställningar speciell betydelse i den efterföljande scenarieanalysen.**

Ämne, avsnitt	Fråga	Analyseras ytterligare i analyser av	Påverkad säkerhetsfunktion hos kapseln
Bygg- och driftskede			
M – Berg 10.2.2	EDZ	Grundvattenflöde	
	Spjälkning orsakad av berguttag		
	Reaktivering av sprickor		
	Inducerad seismisk aktivitet		
H – Berg 10.2.3	Infiltration av ytvatten och uppträngning av salt vatten		
	Inflöde till förvaret		
HM – Buffert/ återfyllning 10.2.4	Kanalbildning och erosion		
C – Berg, återfyllning, buffert 10.2.5	Salthalt (uppträngningseffekter)		
	Redoxförhållanden		
	pH-förändringar orsakade av injekteringsmedel, sprutbetong och betong		
	Utfällning och upplösning av mineraler		
	Effekter av organiska material och mikrobiella processer		
	Syreförbrukning i återfyllningen		
	Kolloidbildning		
Inledande tempererad period			
T 10.3.4	Temperatur i närområdet	Omvandling av buffertmineral, kapselkorrosion	
M – Berg 10.3.5	Termiskt inducerad spjälkning (fall med och utan)	Grundvattenflöde	
	Reaktivering av sprickor – hydraulisk inverkan		
	Kryp		
	Reaktivering av sprickor (potential för skjuvning)	Kapselbrott på grund av skjuvning	Can3
H – Berg 10.3.6	Grundvattenflöde – Samband mellan transmissivitet och storlek i DFN – Fall med EDZ och crown space – Fall med eller utan termiskt inducerad spjälkning	Salthalt, erosion, korrosion	Can1
	Tid för mättnad	Buffertmättnad	
	Förgrenade migrationsvägar Val av konceptuell modell Kanalbildning		
C – Berg 10.3.7	Salthalt – potential för utspätt grundvatten	Erosion	Can1
	Sulfidkoncentrationer	Korrosion	Can1
	Redoxförhållanden		
	pH-förändringar orsakade av injekteringsmedel, sprutbetong och betong		
	Nedbrytning av injekteringsmedel i injekteringshål		

HMC – Buffert/ återfyllning 10.3.8 10.3.9 10.3.10 10.3.11 10.3.12 10.3.14	Mättnad		
	Omfördelning av fukt	Temperatur i närområdet	
	Svällning – utan förlust av buffert till följd av erosion och kolloidfrigörelse		
	Kemisk utveckling och effekter av salthalt		
	Mineralomvandling		
	Cementering till följd av ökade temperaturer	Kapselbrott på grund av skjuvning	Can3
	Kapselsjunkning		
	Nedbrytning av bottenplattan – täcks in av antagande om spjälkning		
	Nedbrytning av plugg i deponeringstunnel		
	Erosion och kolloidfrigörelse	Korrosion	Can1
Mättnadstid för centralområdet samt ramp och schakt			
Mättnad och svällning av borrhålspluggar			
Kapsel 10.3.13	Korrosion		

Återstående del av referensglaciationscykeln

T – Berg 10.4.3	Permafrost		
M – Berg 10.4.4 10.4.5	Hydraulisk lyftning		
	Reaktivering av sprickor – hydraulisk inverkan		
	Sprickbildning i berget till följd av glacial last		
H – Berg 10.4.6	Jordskalv – Skjuvning		Can3
	Grundvattenflöde – Samband mellan transmissivitet och storlek i DFN – Fall med EDZ och crown space – Fall med eller utan termiskt inducerad spjälkning	Salthalt, erosion, korrosion	Can1
	Form på isprofilen. Förekomst av permafrost.		
	C – Berg 10.4.7	Salthalt (effekter av "glacial uppträngning")	
Buffert, åter- fyllning borrhåls- förslutningar 10.4.8	Redoxförhållanden		
	pH-förändringar orsakade av injekteringsmedel, sprutbetong och betong på pH		
	Nedbrytning av injekteringsmedel i injekteringshål		
	Salthalt – potential för utspätt grundvatten	Erosion	Can1
	Sulfidkoncentrationer	Korrosion	Can1
Kapsel 10.4.9	Frysning av förslutningsmaterial	12.4	
	Erosion och kolloidfrigörelse	Korrosion	Can1
	Erosion till följd av stora hydrauliska gradienter		
Kapsel 10.4.9	Korrosion		Can1
	Kapselbrott till följd av skjuvning		Can3
	Isostatisk last		

Variant med global uppvärmning

M – Berg 10.6.3	Jordskalv – skjuvning	Kapselbrott på grund av skjuvning	Can3
H – Berg 10.6.3	Grundvattenflöde	Erosion, korrosion	Can1
C – Berg 10.6.3	Salthalt – potential för utspätt grundvatten	Erosion	Can1
	Sulfidkoncentrationer	Korrosion	Can1
	Redoxförhållanden		
	pH-förändringar orsakade av injekteringsmedel, sprutbetong och betong		
Buffert/återfyllning 10.6.3	Nedbrytning av injekteringsmedel i injekteringshål		
	Kemisk utveckling		
	Erosion och kolloidfrigörelse	Korrosion	Can1
Kapsel 10.6.3	Korrosion		Can1
	Kapselbrott till följd av skjuvning		Can3

De frågor som rör kapselbrott till följd av skjuvlast är:

- Förekomsten av jordskalv med en magnitud som är tillräckligt stor för att orsaka sekundära skjuvrörelser i sprickor som skär deponeringshål,
- Omfattningen av skadliga sekundära skjuvrörelser, under förutsättning att tillräckligt stora jordskalv inträffar,
- Sekundära skjuvrörelsers påverkan på buffert-kapselsystemet.

Resultat och osäkerheter relaterade till fördröjning

Ett antal resultat och deras osäkerheter är relevanta vid utvärderingen av förvarets sekundära säkerhetsfunktion, dvs dess fördröjningspotential. Dessa inkluderar följande:

- Biosfärsförhållanden och utströmningslägen för grundvatten under en glaciationscykel vilka ger indata för att härleda faktorer för att konvertera radionuklidutsläpp till dos,
- Grundvattenflöden i geosfären över en glaciationscykel, vilka ger direkta indata för att modellera radionuklidtransport i geosfären,
- Geokemiska förhållanden i geosfären över en glaciationscykel, vilka ger indata för att bestämma lösligheter för radioaktiva ämnen i förvarets närområde samt ämnenas sorptionsegenskaper i buffert och geosfär,
- Transportförhållanden i närområdet, exempelvis flödesförhållandena samt de relevanta egenskaperna hos bufferten och vid deponeringshålets vägg.

Dessa förs vidare och utvärderas ytterligare vid analysen av förvarets fördröjningspotential i kapitel 13.

Osäkerheter relaterade till externa förhållanden

Definitionsmässigt begränsas de externa förhållandena för referensutvecklingen antingen till en utveckling som är jämförbar med en upprepning av Weichselglaciationscykeln (basfallet) eller till en som överensstämmer med varianten med global uppvärmning. Det finns osäkerheter inom dessa begränsningar, vilka leder till osäkerheter inom referensutvecklingen. Det finns även betydande osäkerheter till följd av det faktum att andra yttre förhållanden än de som definierar Weichselbasfallet eller varianten med global uppvärmning kan tänkas uppstå. De förstnämnda osäkerheterna hanteras på samma sätt som andra osäkra faktorer som har med referensutvecklingen att göra, medan de sistnämnda hanteras vid analyserna av ytterligare scenarier i kapitel 12 och 13.

Projekteringsfrågor och återkoppling till förvarsutformningen och till FoU

Ett antal frågor som rör alternativ för förvarets detaljutformning har framkommit vid analysen av referensutvecklingen. Frågor som speciellt nämns i slutsatserna från de olika delarna av referensutvecklingen är som följer:

- Sovringskriterier för deponeringshål. Det är av intresse att undersöka både effekten av varianter av det geometriska kriterium som tillämpas i layouten för SR-Site och inverkan av eventuella kriterier som baseras på inflöde.
- Konsekvenserna av alternativa tekniker för berguttag, uttryckta som motsvarande skillnader i EDZ-egenskaper som påverkar flödesförhållandena i förvaret.

Ytterligare slutsatser beträffande exempelvis återkoppling till förvarsutformningen och till behov av forskning och utveckling etc skulle i viss mån kunna utvecklas utifrån den gjorda analysen av referensutvecklingen. Denna diskussion skjuts emellertid upp till utvecklingen av slutgiltiga slutsatser i kapitel 15. Där ges en fullständigare redogörelse, som också grundas på resultat från konsekvensberäkningar och analyserna av ytterligare scenarier.