

Rapport nr.: 2003.034		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Berggrunnsgeologi, kvartærgeologi og mineralressurser i den planlagte nasjonalparken for Sylane og Hyllingsdalen				
Forfatter: Tor Grenne og Harald Sveian		Oppdragsgiver: Fylkesmannen i Sør-Trøndelag		
Fylke: Sør-Trøndelag		Kommune: Røros og Tydal		
Kartblad (M=1:250.000)		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 16	Pris:	
		Kartbilag: 3		
Feltarbeid utført: -	Rapportdato: 28.03.03	Prosjektnr.: 0052.11	Ansvarlig:	
<p>Sammendrag:</p> <p>Norges geologiske undersøkelse (NGU) har på henvendelse fra Fylkesmannen i Sør-Trøndelag laget en rapport som omfatter utredningsområdet for den planlagte nasjonalparken i Sylane og Hyllingsdalen. Rapporten:</p> <ul style="list-style-type: none"> • beskriver verdifulle kvartærgeologiske forekomster, inkl. kart som viser forekomstene. • gir en enkel oversikt over berggrunnsforholdene med beskrivende tekst og kart. • informerer om eventuelle mineralforekomster og om noen av disse kan være av kommersiell interesse. <p>Rapporten er basert på den informasjon og kunnskap NGU har, uten ytterligere innsamling av data i felt.</p>				
Emneord: Berggrunnsgeologi	Nasjonalpark			
Kvartærgeologi	Naturvern			
Mineralressurser				

Innhold

	Side
1. Innledning	3
2. Berggrunnsgeologi	4
3. Kwartærgeologi	7
4. Mineralske ressurser	14
5. Utvalgt litteratur	15

Vedlegg:

1. Berggrunnskart over Sylane og Hyllingsdalen. M 1:250.000.
2. Sør-Trøndelag fylke. Kwartærgeologisk kart M 1:250.000.
3. Røros kommune. Kwartærgeologisk kart M 1:100.000.

1. Innledning

Arbeidsoppgaven

Norges geologiske undersøkelse (NGU) viser til Fylkesmannen sitt brev av 31.10.02 og vårt svarbrev datert 19.11.02. Som avtalt har NGU innenfor utredningsområdet laget en rapport som:

- beskriver verdifulle kvartærgeologiske forekomster, inkl. kart som viser forekomstene.
- gir en enkel oversikt over berggrunnsforholdene med beskrivende tekst og kart.
- informerer om eventuelle mineralforekomster og om noen av disse kan være av kommersiell interesse.

Rapporten er basert på den informasjon og kunnskap NGU har, uten ytterligere innsamling av data i felt. Rapporten er delfinansiert av Fylkesmannens miljøvernavdeling med kr 15.000,- eks. mva. Dersom Miljøvern avdelingen ønsker en mer inngående omtale av de kvartærgeologiske verdifulle forekomstene, basert på feltarbeid, tas det som avtalt opp som egen sak etter at rapporten er levert.

Kunnskap og bakgrunnsmateriale – status

Rapporten bygger i betydelig grad på stoff som ble presentert i boka *"Selbu og Tydal – geologi, gruvedrift og kulturminner. Turbok"*, utgitt av Selbu og Tydal Historielag i 2001.

Berggrunnsgeologi

Størstedelen av det foreslåtte verneområdets berggrunnsgeologi er kartlagt og finnes på tre ulike trykte kart i M 1:50.000:

- "Sylene-Skardørsfjell" (G. Schaar, Doktoravhandling, Amsterdam Universitet, 1962).
- Kartblad "Stugudal" med beskrivelse (I. Bakke, NGU, 1978).
- Kartblad "Brekken" (I. Rui., NGU, 1981).

Kartleggingen er lite detaljert, og er for de nordre deler av området basert på gamle og unøyaktige topografiske kart. NGU har tidligere laget forenklete kartsammenstillinger som dekker hele området i M 1:250.000 basert på de eldre geologiske kartene. I M 1:1 mill dekkes området av geologisk kart over Norge, samt av det nyere Midt-Norden-kartet.

I teksten i rapporten er alle kartene nyttet sammen med publikasjoner fra tilgrensende områder, samt generell kunnskap om Norges geologi. Kartet i rapporten er i hovedsak basert på eksisterende kartsammenstillinger i M 1:250.000 og mindre. Gamle og nyere geologiske kart og publikasjoner kan ha ulik navnetting på samme geologiske formasjon. I denne sammenstillingen er det derfor til dels nyttet andre formasjonsnavn enn det som finnes på kartene i M 1:50.000. En enhetlig og mer detaljert sammenstilling av berggrunnsgeologien i utredningsområdet vil kreve ytterligere bearbeiding av eksisterende kartmateriale, samt noe feltbefaring.

Kvartærgeologi

Verneområdet må sies å være lite undersøkt kvartærgeologisk. Kartdekningen av de ulike løsmassenes utbredelse og overflateformer i Sylane–Skardsfjella består i et oversiktlig fylkeskart i M 1:250.000 som er vedlagt rapporten. Kartet er basert på flyfototolkning og lite feltbefaring. Ved Hyllingsdalen har vi et noe bedre datagrunnlag i et kommunekart over Røros i M 1:100.000. Også dette kartet vedlegges.

Avsmeltningssbildet mot slutten av siste istid er kjent i grove trekk, men det gjenstår fortsatt mange ubesvarte spørsmål knyttet til hendelsesforløpet og prosessene. Spesielt kan nevnes de formrike, ofte haugete, løsmassene rundt Skardøra og Villskardsjøen, og den ekstreme blokkettheten på en av fjelltoppene i samme område. Her er ikke formbildet forstått ennå. Det foreligger ingen observasjoner av løsmasser fra eldre faser av siste istid. I forbindelse med bokprosjektet for Selbu og Tydal ble det gjort observasjoner fra småfly til støtte for tolkninger, og det ble presentert kartskisser med spesiell fokus på smeltevannsdreneringen i delområder. To delområder er tidligere foreslått vernet som dokumentasjon av isavsmeltingen: Fiskåa-området ved Essandsjøen, og mellom Skardsfjellet og Nesjøen (Sollid og Sørbel 1981).

Mineralressurser

Når det gjelder mineralressurser har en brukt NGUs landsdekkende databaser for malmer, industrimineraler, naturstein, pukk og grus.

2. Berggrunnsgeologi

Her har vi gitt en kort oversikt over de viktigste utviklingstrekkene knyttet til geologien i Sylane fra tiden for 1700 millioner år siden og fram mot nåtiden, og hva slags bergarter den geologiske historien har gitt i området. Teksten må leses sammen med det vedlagte berggrunnskartet over området.

De eldste bergartene i Sylane – tiden fra 1700 til 750 millioner år før nåtid

I Norge har det vært vanlig å bruke begrepet «grunnfjell» om gneiser og andre bergarter fra jordas urtid (prekambrium). Slike bergarter dekker store deler av Sylane langs svenskegrensa. Dette grunnfjellet danner et underlag for sandsteiner fra siste del av urtiden, samt for ulike avsetninger fra kambro-silurtiden som varte fra ca. 540 til 410 millioner år siden. Grunnfjellet i Sylane består av to hovedtyper. Den ene er en rødliggrå *granitt* og granittisk gneis, som inneholder feltspat, kvarts og glimmer som de viktigste mineralene. Den andre er en rød, grønn eller grå *metarhyolitt*. Den består av de samme mineralene som granitten, men skiller seg ofte ut ved sin porfyriske struktur, med 1-5 mm store kvarts- eller feltspatkorn som ligger spredt i en mer finkornet grunnmasse. Noen steder finnes granitten som små ganger inni metarhyolitten.

Sammenligninger med tilsvarende, bedre undersøkte bergarter andre steder i Norge og Sverige tyder på at granittene og metarhyolittene er ca. 1700 millioner år. Metarhyolittene ble avsatt i forbindelse med store vulkanske eksplosjoner, ved sammensveising av varm vulkansk aske og glødende vulkansk

glass. Grunnfjellsgranittene i Tydal kom trolig på plass samtidig med den vulkanske aktiviteten i området. På et senere tidspunkt, trolig for 1300-1000 millioner år siden, ble granittene og metarhyolittene gjennomslått av den mørke bergarten *diabas* som dannet opptil 100 meter tykke ganger. Diabasgangene ble senere metmorft omdannet og kalles derfor metadiabas. Diabasgangene ble dannet da basaltmagma fra jordas indre trengte opp langs sprekker i den eldre kontinentplata.

Oppsprekningen av det gamle kontinentet – de nye kontinentene driver fra hverandre – tiden fra 750 til 500 millioner år før nåtid

For omtrent 750 millioner år siden, mot slutten av jordas urtid (prekambrium), begynte den gamle kontinentplata å sprekke opp på grunn av de langsomme strømningsbevegelser som hele tiden foregår i den plastiske delen av jordas indre. Kontinentet delte seg i to hoveddeler, *Laurentia* og *Baltika*, som gled fra hverandre med en hastighet på noen få centimeter pr. år og etter hvert ble atskilt av hav. I denne perioden fikk vi store avsetninger av sand og grus i sjøer og små havbasseng. Årsaken var forkastninger i forbindelse med kontinentoppsprekningen, hvor de oppstikkende partier ble utsatt for sterk erosjon. Det løse materialet fra grunnfjellsbergartene ble fraktet med elver og avsatt ved foten av fjellene. Typisk er de tykke lagene av metamorf feltspatrik sandstein, kalt *metaarkose*. Det høye innholdet av feltspat skyldes svært rask avsetning under forhold da det var kaldt og tørt og derfor lite kjemisk nedbryting av mineralene. Noen av sandsteinene ble dannet i forbindelse med istider for noe over 600 millioner år siden.

I noen perioder ble rester av kalkholdige organismer avsatt i grunne havområder og senere omdannet til tynne lag med kalkstein eller dolomitt. I andre perioder ble basaltmagma ført opp langs sprekken i jordskorpa og dannet diabasanganger både i grunnfjellet og i de ferske sandsteinene. Etter hvert som oppsprekkinga skred fram var det også enkelte utbrudd av basaltlava.

Bergarter som ble dannet under den tidlige oppsprekningen av den gamle kontinentplata finner vi i det såkalte *Remskleppdekket* (se forklaring av *dekker* under avsnittet om den kaledonske fjellkjeden, nedenfor), på øst- og vestsida av grunnfjellsdraget i Sylane. Mest utbredt er metaarkose, men ren sandstein finnes også. Metaarkosen er oftest finkornet med vekslende lag av centimeter til desimeter tykkelse, og består mest av kvarts, feltspat og noe glimmer. Noen steder, særlig i området ved Viglsjøen, er det tynne lag (opp til 15 meter tykke) av marmor inni metaarkosen. Marmoren består oftest av ganske ren dolomitt, sjeldnere av kalkspat. Omdannet mørk metadiabas opptrer mer lokalt som lagganger, som kom på plass ved at basaltmagma trengte opp og presset seg inn langs lagene i de sedimentære avsetningene. Andre steder finner vi gjennomskjærende, opprinnelig steiltstående ganger som størknet langs sprekker. Noen mindre felt med øyegneis av prekambrisk alder finnes også sammen med bergartene i Remskleppdekket.

I selve Sylmassivet, samt i store områder mellom nordenden av Stugusjøen og Øyfjellet og omkring Essandsjøen, finner vi en gruppe bergarter som tilhører det såkalte *Essandsjødekket*. De ble avsatt på overgangen mellom kontinentplata og havet som var i ferd med å dannes lenger vest, og består hovedsakelig av metadiabas som veksler med mindre mengder metaarkose og glimmerskifer. Metadiabasen (også kalt amfibolitt) danner lagganger som kan ha en tykkelse på flere hundre meter, og dekker store områder der hvor de ligger nesten flatt. Innholdet av hornblende gir bergarten en mørk grønn farge. De er lett gjenkjennelige mot den lyse gulgrå metaarkosen omkring, som består av mest kvarts og feltspat. Metaarkosen har en tydelig lagdeling med desimetertykke lag i vekslende med tynne, skifrige lag med mer glimmer og kalk.

Kontinentene beveger seg mot hverandre igjen – tiden fra 500 til 430 millioner år før nåtid

Ved overgangen mellom kambrisk og ordovicisk tid, for omtrent 500 millioner år siden, var kontinentene Baltika og Laurentia atskilt av et stort havområde. På denne tiden begynte kontinentplatene å bevege seg mot hverandre igjen, og 70 millioner år senere var den baltiske

kontinentplata kommet så nær Laurentia at kantene på de to kontinentene berørte hverandre. Dette var starten på den store kontinentkollisjonen som etter hvert dannet den *kaledonske fjellkjeden*. Til å begynne med – for 440 til 430 millioner år siden – førte møtet mellom de to store kontinentplatene til forkastningsbevegelser og sprekkedannelse i jordskorpa, som gjorde at det ble avsatt tykke lag av sand og leire. Samtidig fikk vi en periode med dannelse av store magmamasser (smeltet bergart) på dypet.

Bergarter fra denne perioden finnes i det såkalte Trondheimsdekket, blant annet i området omkring Skarpdalsvollen nær den nordvestligste del av verneområdet. Her er sand- og leireavsetningene omdannet til kalkrik fyllitt med enkelte mørke grafitteholdige soner og lag av uren metasandstein. Fyllitten består hovedsakelig av glimmer, kvarts og kalkspat. Mot sør går disse bergartene over i det som kalles Rørosskifrene, som finnes langs vestgrensen av verneområdet i området Langen-Rien-Brekkebygd. Rørosskifrene inneholder også enkelte spredte intrusjoner av metadiabas eller mer grovkornet metagabbro. Intrusjonene har kommet på plass som lag-ganger, det vil si som magmasmelte som har trengt inn som lagformede «kiler» langs lagdelingen i de omkringliggende sedimentene.

En kollisjon mellom kontinenter for 430-400 millioner år siden – den kaledonske fjellkjeden dannes

I tiden fra omtrent 430 til 400 millioner år siden ble den kaledonske fjellkjeden gradvis bygget opp til en fjellkjede som kanskje lignet det vi ser i Himalaya i dag. Trykket fra kontinentkollisjonen presset de eldre sedimentære avsetningene og størkningsbergartene dypt ned i jordskorpa, hvor de ble foldet sammen og omdannet (*metamorfose*).

Samtidig med foldingen og omdanningen ble svære flak av jordskorpa skjøvet 100-300 km i sørøstlig retning inn over kanten på det baltiske kontinentet som *skyvedekker*. Skyvedekkerne kan ha en tykkelse på en kilometer eller mer. Hele stabelen av skyvedekker ble foldet under den kaledonske fjellkjededannelsen, slik at fjellkjedens nedre deler stikker opp i dagen flere steder mellom «traug-strukturer» hvor de øvre dekkene er bevart. Bergartene som vi finner i Remskleppdekket, Essandsjødekket og Trondheimsdekket i Sylane er kommet på plass gjennom slike skyvebevegelser.

Sporene etter de kaledonske jordskorpebevegelserne finner vi blant annet langs grensen mellom de ulike skyvedekkerne, i *skyvesoner* som varierer i tykkelse fra noen få meter til flere titalls meter. Forskjellige typer skyvesoner kan finnes flere steder i Sylane. Langs grensen mellom Remskleppdekket og grunnfjellet i øst finnes en tykk sone med *mylonitt*. Den er dannet ved at mineralpartiklene i den opprinnelige bergarten ble knust ned til ørsmå mineralpartikler under presset fra dekkene som ble skjøvet over. Mineralpartiklene har samtidig blitt sveiset sammen ved høy temperatur til en ny finkornet bergart som har en karakteristisk finbåndet struktur. Noen steder kan vi se små rester av den opprinnelige bergarten inne i mylonitten.

En annen skyvesone finner vi langs østgrensen av Rørosskifrene, mellom Trondheimsdekket og Essandsjødekket. Her er det forskjellige typer mylonitt, men i tillegg kan vi ofte finne såkalt *pseudotachylitt*, en bergart som består for en stor del av glassaktig, mørkt materiale. Den er dannet ved at den opprinnelige bergarten har begynt å smelte under påvirkning av varmen og trykket i skyvesonen. Smeltmassen har kunnet flyte inn og størkne igjen som glass i uregelmessige årer og flammeformete strukturer, enten inne i selve mylonitten eller i bergartene omkring. Pseudotachylitter finnes bl.a. i området mellom Langen og Rien.

Den kaledonske fjellkjeden brytes ned – tiden fra 400 til 65 millioner år før nåtid

Den nydannete fjellkjeden ble utsatt for en strekning av jordskorpa for omtrent 400 millioner år siden, samtidig med sterk erosjon hvor fjellkjeden gradvis ble nedslitt. Til å begynne med ble det dannet tykke avsetninger av sand og grus som siden ble til sandstein og konglomerat. Slike avsetninger finnes

bant annet i et lite felt med devonske bergarter ved Røragen øst for Røros, men de er ikke kjent i Sylane. Gjennom årmillionene som fulgte ble fjellkjeden slitt videre ned gjennom en langsom, men stadig forvitring og erosjon fra elver og vind. Takket være denne nedbrytingen finner vi i dag bergarter i overflaten som for 400 millioner år siden var mange kilometer nede i jordskorpa.

Mot slutten av kritt-tiden, for omkring 65 millioner år siden, var hele det norske landområdet slitt ned til en flat eller svakt bølgende overflate, som enten lå like over havnivået eller var dekket av grunt hav. Den gamle fjellkjeden var borte, selv om bergartene fra "røttene" av fjellkjeden var igjen på det flate slettelandet.

Ny landheving og nedbryting – Sylane-landskapet begynner å ta form - tiden fra 65 millioner år før nåtid og fram til istidene

For ca 65 millioner år siden var det allerede startet en ny periode med kontinentoppsprekking på grunn av bevegelsene i den plastiske delen av jords indre. Etter hvert åpnet Nord-Atlanteren seg slik at Nord-Amerika og Grønland gled fra den kontinentplata som Norge tilhører i dag. Omtrent samtidig begynte jordskorpa i Skandinavia å heve seg igjen, og gjennom tertiærtiden, fra 65 til ca. 2 millioner år før nåtiden, førte denne landhevingen til at slettelandet ved havnivået ble til en høyfjellsvidde. Høyfjellsvidda var trolig høyest langs midten av landet, hvor den lå et par tusen meter over havnivå.

Den nye høyfjellsvidda ble etter hvert gjennomskåret av vide og dype elvedaler på grunn av forvitring og erosjon. Dette var forløperne til dagens daler og fjorder. Selv om bergartene i Sylane en gang var en del av den gamle kaledonske fjellkjeden, så var det altså først gjennom de siste 65 millioner år at fjellmassivet Sylane begynte å ta form slik vi kjenner det i dag. Terrengformasjonene i området ble også sterkt påvirket av isbreene under istidene i kvartærtiden, se kap. 3. Til tross for forvitring og erosjonen fra vann og is gjennom millioner av år, så kan vi mange steder i landet se rester av den tertiære høyfjellsvidda som flat-toppede fjell som når opp til en viss høyde. I Sylane stikker imidlertid toppene opp som markerte tinder. Dette skyldes trolig at den gamle høyfjellsvidda var enda høyere enn de toppene vi ser i området i dag, og slik er fullstendig borte på grunn av forvitring og erosjon.

I Sylane finnes det ikke bergarter som er dannet etter at den kaledonske fjellkjede begynte å slites ned for ca 400 millioner år siden. Men i hele denne perioden frem til vår tid samlet erosjonsproduktene seg som tykke lag av sand og leire utenfor fastlandet. Disse avsetningene er det som har gitt opphav til sedimentære bergarter med olje og gass på kontinentalsokkelen. Det kan også ha ligget sedimentære avsetninger over det som i dag er norsk fastland. Rester av slike sedimenter er bevart for eksempel i Beitstadfjorden, men ellers er de fjernet av erosjon og breenes virksomhet i kvartærtiden.

3. Kvartærgeologi

Kvartærgeologi handler om løsmassene som ligger oppå berggrunnen, de ulike avsetningstypenes dannelsesmåte, overflateformer, lagfølge og karaktertrekk, og om prosesser knyttet til store naturlige klimasvingninger med gjentatte vekslinger mellom istider og mildere mellom-istider gjennom de siste 2-3 millioner år, som vi kaller kvartærtiden. Det er faktisk bare ca. 10.000 år siden mye av løsmassene ble dannet, mot slutten av den siste istiden, - da moreneavsetninger fra bunnen av innlandsisen begynte å se dagens lys, smeltevannet fosset fram i mengder mangedobbelt av i dag og avsatte sand og grus i dalbunner eller langs iskantene, eller fylte opp små bredemte sjøer med finsand og silt (kvabb).

Landskapet i Sylane ble formet både før og under istidene

Terrengformene vi ser i dag er for en stor del resultatet av isens arbeid, i alle fall de små og middels store formene, men vi har kanskje lett for å tilskrive isen for stor betydning. De større formene, særlig

hovedtrekkene med daler, fjorder og høyfjell, eksisterte nok lenge før istidene satte inn. De skyldes fjellkjededannelse og tilhørende prosesser som omtalt foran under berggrunnsgeologi. Hver gang isen dekket landet har den riktignok vært og endret litt på dette gamle landskapet, avrundet fjellformer, fordypet daler, innsjøer og fjorder, skrappt med seg eldre løsmasser, plukket løs og knust stykker av berggrunnen, og til sist etterlatt seg et nytt dekke av *løsmasser* i variabel tykkelse da den smeltet bort. Over lang tid er isen i stand til å frakte med seg grus- og steinmateriale i mange mil. Særlig har isen fått tak til å grave langs elvedaler som eksisterte før istidene, langs bergartsgrenser, forkastningssoner med oppknust fjell og generelt innenfor de svakeste bergartene. De hardeste og mest motstandsdyktige bergartene danner gjerne høye fjell, så som grunnfjellet langs riksgrensen i Skardsfjella og Sylane.

Selve Sylane har et alpint preg med egger og tinder som er et typisk resultat av langvarig iserosjon. Særlig på svensk side (skyggesiden) er det utviklet østvendte botner med høye loddrette bakvegger. Her ligger Sylglaciären som holder erosjonsprosessen aktiv selv i dagens klima. De 200-300 m lavere toppene av Skardsfjella derimot har mer avrundete former med langt mindre alpint preg.

Noen perioder av istidene kan ha vært så kalde at innlandsisen i fjelltraktene var frosset fast til underlaget (*polare breer*). Da kan det være vanskelig å se spor etter at den har vært der. Men i store deler av istidene regner vi med at vi har hatt breer med trykksmeltepunkt i sålen (*tempererte breer*), som har vært i stand til å bevege seg over underlaget og fungere som formgivere.

I en dynamisk aktiv bre vil isen sige sakte fra de høyeste partiene, hvor den vokser ved å lagre ny snø hvert år, og ut mot de lavereliggende ytterkantene. Gjennom Tydal og omliggende trakter gikk isbevegelsen hovedsakelig nordvestover, dvs. i hovedtrekk langsetter Neadalføret. Mange av de langstrakte sjøene har samme lengderetning; Stuggusjøen, Langen og Viglsjøen oppfattes som "trau" i berggrunnen, utgravd av isen. U-formete daler (gjennombruddsdaler i fjellkjeden) som isen har formet omtrent i øst-vest retning, er tydeligst i Skardøra nær riksgrensen ved Stuggudal og i Ekorrdøren inne på svensk side like sør for Sylane.

Når isoverflata smelter ned blir smeltevannet en stadig viktigere drivkraft som kan danne både erosjonsformer i morenemateriale og akkumulasjoner av sand og grus. Randmorener (sidemorener) kan dannes hvis breen rykker midlertidig litt fram. Når en bre til slutt blir dynamisk "død" og helt flat mens den er i ferd med å smelte bort, vil bevegelsen stanse. Vi får stagnerende is (dødis) som smelter ned på stedet. Da vil smeltevannet i økende grad avsette sand og grus i og under de siste brerestene. Landskap dannet på denne måten kaller vi dødisterreng. Eksempler finnes ved Essand-Nesjøen, Viglsjøen og Hyllingen, og trolig også omkring Skardøra..

Løsmasser – inndeling og kartmessig framstilling

Den arealmessig dominerende løsmassetypen i lavereliggende områder er *morenemateriale* som omfatter både *bunmorene* og *avsmeltningsmorene*. Bunmorenen ble avsatt under bresålen mens innlandsisen var i bevegelse. Når en bre siger sakte fram over terrenget, kan det i morenematerialet dannes lange, strømlinjeformete rygger (*drumliner*) eller rettlinjete smale furer (*flutes*) langsetter bevegelsesretningen. Avsmeltningsmorene (ablasjonsmorene) har ofte en hauget eller blokkrik og ujevn overflate og er løsere lagret da den er avsatt av materiale som lå oppå eller inne i breen i den siste nedsmeltingsfasen. Den forekommer ved sørenden av Viglsjøen, trolig rundt nordenden av Essand og sannsynligvis også i vestskråningene av Skardsfjella. Morenemateriale er angitt med grønne farger, henholdsvis lys og mørk fargetone for liten og stor tykkelse.

Randmorener er på kartene skilt ut med en mørkere farge da de representerer episoder med kortvarige breframrykk (israndtrinn).

Smeltevannet rant i store breelver som fraktet med seg sand og grus til avsetning i deltaer, terrasser eller ryggformete *breelavsetninger* (oransje farge på kartet). *Eskere* (symbolisert med røde prikker) er ryggformete breelavsetninger dannet i tunneler eller dype sprekker i dødis. De fleste eskere ligger på noenlunde horisontalt underlag, men en variant som går bratt ned dalsider kalles *slukås*.

Etter at isen forsvant har vassdragene gravd seg ned i løsmasser og dannet nye *elve- og bekkeavsetninger* på slettene i dalbunnene. Det er bare noen små avsetninger av denne typen i området (gul farge).

Andre løsmasseyper er også dannet etter at isen forsvant, så som torv- og myrjord (brun) og ur/skredmateriale under bratte fjellhamrer (mørk rosa).

I fjelltraktene har vi store arealer med *bart fjell* hvor isen ikke har etterlatt seg annet løsmateriale enn en og annen flyttblokk (lys rosa farge).

I naturen er det ofte gradvis overgang fra en avsetningstype til en annen, men på kartene er denne overgangen framstilt med en tynn strek.

Andre karakteristiske istidsspor

Bevisene på at isen har vært i Sylane-området er mange: Foruten alle løsmassene og de nevnte formene i morenemateriale og breelvavsetninger, kan vi ramse opp *flyttblokker* fraktet av isen, avrundete og slipte svaberg med tydelig lengderetning (*rundsva* eller *hvalskrottfjell*), *jettegryter* som smeltevannet har svarvet ut i fjell, gjerne på steder hvor det ikke renner vann i dag. I daler og fjellsider og over passpunkt kan vi finne *smeltevannsløp* som tørrlagte far etter breelver, i dalsidene gjerne i form av smeltevannsrenner med et terrassepreg. Større terrasser kan også dannes. De siste isrestene har mange steder formet *dødisgroper* (*grytehull*) i løsmassene der isolerte isklumper ble liggende neddyngtet i breelvsand eller avsmeltningsmorene.

Et annet spor etter isen er rettlinjete *skuringsstriper* i berggrunnen. De viser hvilken retning isen beveget seg mens grus og stein i bresålen skurte mot underlaget. De kan også opptre i kombinasjon med nevnte rundsva eller med små former som *sigdbrudd* og *parabelriss*, som er bueformete bruddlinjer i fjelloverflaten.

Avsmeltningsbildet

Det ligger en stor utfordring i å tidfeste og knytte hendelsene i Sylane-traktene til den kjente avsmeltningshistorien i fjordstrøkene. Her gjenstår mye arbeid, men det er likevel antydning visse sammenhenger i det følgende.

Innlandsisen nådde sin største utbredelse relativt sent i siste istid, for 23.000–15.000 år før nåtid. Isen dekket da landområdene og kontinentalsokkelen. Om vi begynner å få bra kjennskap til isdekkets geografiske utbredelse i ulike faser, er det mindre vi vet eksakt om den vertikale utbredelsen av isen. Kanskje har ikke isdekket nådd særlig høyere enn Syltoppen (1762m o.h.) under siste istids maksimum? Allerede i 1889 rapporterte Hans Reusch funn av flyttblokker på toppen av Sylane. Da vet vi at is har gått over toppen og fraktet blokker østfra og opp dit, men vi kan ikke være helt sikre på i hvilken istid det har skjedd.

For ca. 13.000 år siden var isen smeltet bort fra kontinentalsokkelen, og for 12.000-10.000 år siden trakk brekanten seg innover i Trondheimsfjorden og oppover i dalene, alt mens breoverflata i indre strøk smeltet ned vertikalt slik at stadig flere fjellpartier kom opp over isdekket. For 10.800 – 10.600 år siden rykket isen fram og avsatte randmorener i fjordstrøkene (Tautra-trinnet). Det samme skjedde også for 10.400 – 10.300 år siden (Hoklingen-trinnet), for ca. 10.000 år siden (Vuku-trinnet) og for ca. 9700 år siden (Grong-Snåsa-trinnet). Det er ikke mulig å spore de to første av disse trinnene i Sylane på grunn av at isen enda var for tykk. Syltoppen begynte kanskje å stikke opp av isen som en nunatak omtrent under Tautratrinnet, og Skardsfjella kanskje på Hoklingen-trinnets tid? Det er usikkerhet omkring en rekonstruksjon av Vukutrinnet som viser at breoverflata da kan ha ligget ca. 1200 m o.h.

innen verneområdet (Selbu-Tydal boka, s. 25). Grong-Snåsa-trinnet er knapt sporbart sør for Snåsa, men det må fortsatt ha ligget noe is igjen ved Sylane. En randmorene ved N. Skardsfjellet kan være dannet under et av de to sistnevnte trinnene.

Høyeste brekulen (isskillet) lå langt inne i Jämtland, mange mil øst for hovedvannskillet, og mange mil sør for Røros. Breoverflata hadde derfor en svak helning i nordvest- og vestlig retning. Denne situasjonen gjorde at smeltevann fra store områder som i dag drenerer mot Østersjøen eller Østlandet måtte ta veien oppå eller langsmed isen, krysse dagens vannskille, og fortsette ned mot Trondheimsfjorden. Slik isdirigert drenering foregikk så lenge isoverflata var høy nok til å sende vannet gjennom passpunkter over vannskillet. Passene fungerte som avløp i tur og orden, fra de høyeste til de lavestliggende. I mange av passene foregikk dreneringen mens det enda lå tynn is der, det ser vi av at det ble formet eskere i tilknytning til passene, for eksempel ved nordenden av Viglsjøen. Noen pass kan også ha fungert en tid etter at de ble helt isfrie.

Etter hvert oppsto det noen meget store bredemte sjøer på svensk side, mellom isen og vannskillet, tilsvarende de som en hadde i Østerdalen og Gudbrandsdalen. Disse sjøene hadde også sine avløp over vannskillet en tid etter at selve passene var blitt isfrie. Hyllingsdalen mottok vann fra en stor issjø i Ljusnans dalgang over et passpunkt 810 m o.h. på riksgrensen. Til Sylsjøen og Nea kom tilsvarende store vannmengder fra Ljungan-issjøen over et passpunkt som ligger 940 m o.h. noe øst for Sylsjøen. I nord rant vann fra Ena's dalgang inn i Essandsjøbekkenet, først ved Sandtjønna drøyt 800 m o.h., så over et pass ved Bustvola ca. 765 m o.h., og til sist har trolig Ena-issjøen stått litt inn i Rangledalen ca. 750 m o.h. mens den hadde et avløp i nord til Meråker.

Klimamessig sett tok istiden slutt for 10 000 år siden da en temperaturstigning satte fart i nedsmeltingen av den siste isen i innlandet. Bjørkeskog, einer, vier og diverse lyng- og grasarter var allerede etablert ved Trondheimsfjorden, og furua var snart i ferd med å komme. Men fortsatt var det mye is igjen i fjelltraktene og videre langt østover i Sverige. Den siste avsmeltingen i Jämtland foregikk for ca. 9000 år siden. Da var klimaet allerede blitt omtrent som i vår tid, og vi var snart på vei inn i det som gjerne kalles *varmetiden* og som varte til ca. 5000 år før nåtid. Vi regner med at dagens breer i norske høyfjell er nydannet etter varmetiden, mens klimaet gradvis ble mer likt det vi har i dag.

Delområder – kort beskrivelse og vernebetragtninger

Beskrivelsen bygger i betydelig grad på stoff som ble presentert i boka "*Selbu og Tydal – geologi, gruvedrift og kulturminner. Turbok*", utgitt av Selbu og Tydal Historielag i 2001. Boka har illustrasjoner, utfyllende tekst og turforslag som går ut over det som er presentert i det følgende. Det vises ellers til de to vedlagte kvartærgeologiske kartene.

Hyllingsdalen – nordre del av Røros kommune

Omådet ble befart ved utarbeidingen av kommunekart Røros, og teksten bygger på dagboknotater fra disse befaringsene.

Isskuringsstripene viser isbevegelse mot nordvest nær Tydalgrensa, og mer mot vestnordvest lenger sør. Morenemateriale dekker store områder og er til dels relativt tykt. Haugformer i østlige del av området tyder på avsmeltningsmorene (ablasjonsmorene) dannet ved nedsmelting av dødis helt i slutfasen. Mellom Hyddsjøen og Viglsjøen ligger et lite lokalt overløppass hvor det fins spor etter drenering mot vest, trolig i forbindelse med dannelse av breelvavsetningen i sørøstenden av Viglsjøen.

Nær riksgrensen ved Hyddkroken ligger en vifteformet breelvavsetning av grov grus og stein, dannet ved overløp over passet fra Ljusnan-issjøen. Breelvavsetningene viser avtagende kornstørrelse nedover mot Hyllingen. Dødisformene er mest utpreget i Hyllingen der formen på sjøen og noen mindre tjern viser at det lå en rad av store isklumper igjen midt i dalen, samt noen mindre isklumper på sidene mens det langs kantene ble avsatt sand (breelvavsetninger) fra smeltevannet som her hadde en rolig strømhastighet. Mange steder er det brattskrenter fra sandterrassene og ned til mange meters dyp i

sjøen. Andre steder dukker det opp grunne sandbanker midt ute i sjøen. Dette viser at dødisformene også finnes på sjøbunnen. Sanden på land ligger som store flater 3-4 m over vannspeilet i sjøen. Nivået kan ha vært styrt av en moreneterskel som senere er vasket bort ved utløpet. I dag ligger utløpet på fjellterskel. I området der Hydda møter Glomma har smeltevannet på sin videre vei avsatt store sandterrasser i nivå med datidens vannspeil i Aursunden. Noe av dette materialet kan ha kommet nordfra gjennom Rien. Her er avsetningene enda mer finkornige, og under et topplag av ren sand fins det innslag av silt.

Vannføringen under isavsmeltingen var nok adskillig større enn i dag, og sanden kan ha kommet nokså hurtig på plass. Dette må ha vært den viktigste dreneringsveien for smeltevann på strekningen mellom Sylsjøen og Femundsmarka. Mens det er siste fase av isavsmeltingen vi kan spore gjennom Hyllingsdalen, var det en eldre fase fra Ljusnan gjennom Viglsjøen mot Tydal (se omtale av sørøstre Tydal), mens isen ennå var tykk nok til å tette igjen Hyllingsdalen. Muligens var det også en mellomfase hvor drenering gikk fra sørenden av Viglsjøen og mot vest eller sørvest.

Verneverdier

På bakgrunn av sin dannelseshistorie og de spesielle formene rundt og i sjøen må Hyllingen sies å ha en viss verneverdi, og kanskje bør også dalbunnen innover mot Hyddkroken og overløpspasset på grensa sees i sammenheng.

Sørøstre Tydal - vannskillet mot Østlandet

Området er ikke befart, kun flyfototolket for fylkeskart og observert fra fly.

Like nord for Viglsjøen og Langen, i øst-vest retning, går hovedvannskillet mellom Trøndelag og Østlandet. Alle spor viser at isbevegelse og smeltevannsdrenering gikk mot nordvest til Tydalen. Vi kan finne spor etter smeltevannet fra omtrent det tidspunkt isoverflata begynte å komme ned mot 900-1000 m o.h. Smeltevann kunne da komme fra store områder i sørøst der isoverflata var litt høyere, og det var fortsatt nok is over vannskillet til at alt vannet i trakten ble dirigert nordvestover mot Tydalen.

Ved nordenden av Viglsjøen gikk vannet i en tunnel under den siste tynne isen og dannet en stor flott esker som fører mot et lokalt pass 930 m o.h. på vannskillet. I sørenden har den flere forgreininger som viser at mange tilførselskanaler, dvs. flere breelver, samlet seg her. Eskeren er omgitt av flere grussletter med små dødisgroper, trolig dannet litt i etterkant av selve eskeren. Hele breelvkomplekset her avspeiler overløp til Djupholet [Helvetet] og videre til Møsjøen. Mellom eskeren og Djupholet er det noen mindre grussletter med små dødisgroper som vitner om isrester langs dreneringsveien. Deretter tok vannet en ny vei på ei slette ved vestsiden av eskeren, fra nordenden av Viglsjøen og ut mot vest til Vigltjønnna, og kanskje en kort tid over et pass 915 m o.h. til Djupholet, før det begynte å gå ned mot Langen. Derfra rant det videre over mot Møsjøen via det laveste passet på hovedvannskillet (798 m o.h.).

Det er vanskelig å si eksakt hvor mye is det lå over disse passene og sjøene da dreneringen gikk som beskrevet, men det kan neppe ha vært mer enn 100 – 200 m. Passet mellom Langen og Møsjøen bærer tydelig preg av dreneringen ved at vannet har skåret seg ned i morenemateriale. Det er godt mulig at dette passet var i funksjon også etter at det ble helt isfritt. Vi regner foreløpig med at den store grussletta (breelvdeltaet) sør for Møsjøen er avsatt både fra Djupholet og fra dette laveste Langen-passet. Flatmessig er dette en meget stor avsetning, men vi kjenner ikke tykkelsen. Det er lite dødisformer å se på avstand, og kanskje var hele Møsjødalen blitt isfri i sluttfasen av denne avsetningens dannelse?

Da isoverflata kom lavere enn Langen-passet og overløpene til Tydalen opphørte, begynte smeltevannet som samlet seg på sørsiden av vannskillet å søke seg vestover mot Aursunden og Gauldalen så lenge Østerdalen var demt av is.

Verneverdier

I vernesammenheng peker eskerområdet ved Viglsjøen seg ut som en viktig lokalitet, både fordi det er fantastisk fine formelementer her, og fordi det representerer et viktig vitnesbyrd om drenering av smeltevann over hovedvannskillet. Også vannveien videre mot Møsjøen bør vurderes nærmere. Langen-passet er viktig fordi det er laveste punkt på vannskillet mellom Røros og Tydal og hadde en viktig funksjon under isavsmeltningen.

Østre Tydal; Stuggudal og Skardsfjella

Området er ikke befart, unntatt et lite felt ved Vækterhaugen og langs bilveien mot Sylsjøen. Ellers er det flyfototolket og observert fra fly.

I dag ligger det en liten bre 1300-1400 m o.h. på norsk side i en østvendt botn av N. Skardsfjellet. Den er nok ingen rest av innlandsisen, men trolig nydannet for noen få tusen år siden. Fra fly er det observert noe som ligner på en liten morenerygg litt utenfor breen. Den kan muligens gjenspeile hvor stor breen var under den såkalte "lille istid" for noen hundre år siden da breframrykk kuliminerte midt på 1700-tallet. Alternativt kan ryggen gjenspeile den lokale breens størrelse ved slutten av isavsmeltningen for knapt 10.000 år siden, etter at innlandsisens overflate i de omliggende traktene var kommet lavere enn denne botnen.

Morenematerialet i området har til dels stor tykkelse og dekker store arealer. Det fins drumlinlignende former litt oppe i fjellsidene, både mellom Nedalshytta og Bandaklumpen, og sør for Sylsjøveien i østsiden av N. Skardsfjellet. Rundt Skardøra og i vestsiden av Skardsfjella dominerer haugete overflateformer store deler av morenedekket. I dalen fra Sylsjøen og ned til Nesjøen er det mest bart fjell, trolig avspylt av de store smeltevatnsmengdene fra svensk side. Helt i bunnen langs elva er det noen breelavsetninger.

I nordvestsiden av N. Skardsfjellet ligger en 2 km lang randmorene som er tolket til å representere en aktiv is med et mindre breframstøt fra en iskulminasjon langt øst eller nordøst for Sylane. På svensk side er det nemlig registrert en siste isbevegelse mot vest-sørvest i området inn mot riksgrensen nord og øst for Sylane. Tidspunktet kan være omkring Vukutrinnet, eller litt senere. Avsetningen har vært omdiskutert, men foreløpig er det ingen alternative tolkninger. Den har stor helning og vitner om en bratt isoverflate ut fra Sylsjødalen og en bretunge som må ha lagt seg i en vifteform utover flatlandet ved Nesjøen. Samtidig må det også ha ligget is på nordsiden av Sylane og inn over Essandsjøen. På østsiden av riksgrensen lå isen da så høyt at det må ha vært is i dalbunnen i Skardøra og det kan ha kommet en liten bretunge østfra inn i dalen ved Villskardsjøen. Det siste er ikke nærmere undersøkt, men det er observert avsetninger som muligens kan svare til en slik situasjon. Etter dette stadiet var det trolig lite bevegelse i de siste isrestene på norsk side

På aksla mellom Skardøra og Villskardsjøen er det løsmasser med en rekke parallelle furer eller strukturer som kanskje kan ha sammenheng med overspyling av smeltevann fra en isoverflate i Skardøra mot Villskardsjøen. Videre innover samme fjellrygg er det uvanlig mye løse blokker (blokkmark), men det er ikke undersøkt om dette er dannet ved frostforvitring eller bretransport. De andre toppene i Skardsfjella, som når opp i minst samme høyde, synes nesten fri for løsmasser generelt og de ser ikke ut til å ha nevneverdig med frostforvitret blokkmark. I toppen av Storsylen finnes det en god del frostsprengt blokkmateriale.

I vestsiden av Skardsfjella og på flatene nedenfor Skardøra har vi mange ulike løsmasseavsetninger bl.a. avsmeltningsmorene med nokså haugete overflate og breelavsetning i form av grusslette (sandur). Det er også mulig at en del av haugene her består av breelvmateriale. I nordvestkanten av Søndre Skardsfjellet er det en spesiell rygg som går rett ned fjellsiden, muligens en slukås. Like sør for Vækterhaugen har vi en iskontaktskråning ved Vestre Rotåa, samt smeltevatnsløp både øst og sør for Vækterhaugen, dannet da isoverflaten lå i denne høyden. I sum viser sporene at den siste isresten ble liggende i terrengets laveste senkning ved Stuggusjøen.

Verneverdier

Verneverdien av avsetningene ved Skardøra, Villskardsjøen og Rotåa er vanskelig å vurdere da de er for lite undersøkt og dannelseshistorien ikke er klarlagt. Randmorenen i N. Skardsfjellet er et viktig vitnesbyrd om aktiv is og framrykk relativt sent i avsmeltingen av innlandsisen. Smeltevannsløp i fjellsiden nedenfor randmorenen er meget tydelige og viser at siste drenering gikk mot sørvest.

Nordre Tydal - Essandtraktene

Området er ikke befart, kun flyfototolket og observert fra fly.

Lengst i nord ligger hovedvannskillet med sine passområder litt inne på norsk side. Området har store arealer med sammenhengende morenedekke, dels overdekt av torv og myr, og flere store breelvavsetninger. I tiden omkring Vukutrinnet lå isen 3-400 m tykk, og smeltevann kunne ledes på eller langs isoverflata fra to retninger mot Essand: Sørfra gjennom Sylsjø-dalen og forbi Nedalen, østfra over passene langs riksgrensa ved Ena. Dagens avløp fra Essand (mot sør) var blokkert, og smeltevannet måtte finne videre avløp over passene vest eller nordvest for Essand. Det var en isdirigert drenering over pass. Denne situasjonen vedvarte inntil isen ble temmelig tynn. De mange breelvavsetningene, mest eskere og terrasser, tyder på at det aller meste av smeltevannsdreneringen foregikk subglasialt, dvs. mens is fremdeles dekket mye av området. I sluttfasen må det ha vært stagnerende is (dødis) i Essand.

De eldste smeltevannssporene ligger 900–1000 m o.h. i området ved Fiskåa. Sørfra kom det vann langs Syndre Fiskåa og samtidig østfra gjennom pass fra Ena og ned langs Nordre Fiskåa. Omkring sammenløpet ca. 850 m o.h. har vi et haugete og småkupert landskap som ble dannet i kontakt med isen, trolig av breelvmateriale. Terrasser med dødisgroper 780-790 m o.h. på nordsiden av Fiskåa ble dannet mellom isen og dalsida på et litt senere stadium, samtidig som vannet fortsatte inn i en bretunnel hvor vi fikk avsatt den store eskeren Stormælen som strekker seg ut i sjøen i nordvestlig retning.

I høyde korresponderer disse terrassene omtrent med passhøyden i Sankådalen hvor vannet kan ha hatt avløp mot nordvest. Dette tyder på at det inne i ismassene kan ha eksistert et vannivå rundt Essand regulert av passet i Sankådalen. Passet mot Nordre Fiskåa fra Ena ligger så høyt (980 m) at det ble snart tørrlagt, og deretter trådte lavere pass i funksjon for å styre smeltevannsdreneringen fra Ena over til Essand og Djupholma. Det laveste og sist fungerende av disse passene ligger ca. 770 m o.h. like sør for Bustvola.

Nord for Bustvola finner vi, uavhengig av noe passpunkt, en stor esker fra Trolltjønna mot Sandtjønna, dannet da smeltevann østfra krysset vannskillet på et litt tidligere stadium enn da 770 m passet sør for Bustvola var i funksjon. Eskeren ender i et område på ca. 3000 dekar hvor det er avsatt sand i store terrasser opp mot 820-825 m o.h. Terrassene er ikke undersøkt, så vi vet ikke om det kan være finere bresjøsedimenter i dem. En mindre esker øst for Remsliehøgda peker også mot Sandtjønna. Den har to tilløp, det ene fra øst som et overløp fra Ena, og det andre fra Essand i sør.

De store avsetningene ved Sandtjønna ble avsatt i en bredemt sjø i området, og tjønna er resultatet av at en isklump ble begravd av sand og har smeltet bort senere. Terrassenivået ligger for lavt til at vannet ble drenert videre over passpunktene i nord eller vest. Mest sannsynlig har vannet hatt avløp sør for Blåhåmmåren, på eller langsmed tynn is gjennom Sankådalen og over til Skarpdalen, hvor det også lå is som kan ha styrt vannet videre forbi Finnkoisjøen på dette stadiet. Tidspunktet for denne Sandtjønna-bresjøen er antagelig like etter Vukutrinnet. Dette kan på sett og vis ha vært en forløper til Ena-issjøen som noe senere ble dannet lenger øst og stakk så vidt inn på norsk side ca. 750 m o.h. ved Rangeldalen like nord for Trolltjønna.

Sankådalen er ikke nærmere undersøkt, men dette er det laveste av passene vest og nord for Essand (765 m o.h.), og derfor et sentralt område med tanke på å kunne spore dreneringen fra Sandtjønna og Stormælen. Fra før er det kjent at det ligger en ca. 1 km lang esker på østsiden av selve passpunktet i

Sankådalen. Den er da dannet mens det enda var noe is i passet, men det er uvisst om det fant sted overløp etter at passet ble helt isfritt.

Samtidig som isoverflata smeltet ned ved nordenden av Essandsjøen og vannskillet mot Ena, foregikk en tilsvarende utvikling i sør ved Nedalen-Sylsjøen. Smeltevannet som rant nordover fra Sylsjødalen avlastet til slutt sitt sand- og grusmateriale sør for Fiskåa ved Pikhaugan – Esnadammen. Her fins dødislandskap med eskere, hauger, dødisgroper og grusflater. Til slutt ble isen i Essand så tynn at vannet ikke lenger kunne ledes mot nordvest gjennom Sankådalen, og da måtte dreneringen foregå gjennom de siste isrestene mot sør langs dagens avløp ved Nea.

Verneverdier

Flere lokaliteter har kvartærgeologisk verneverdi. De aller fleste er former som kun dannes i en stagnerende (død) is: Eskeren og terrassene ved Sandtjønna viser store og klassiske former dannet av smeltevann som kom fra Ena-dalføret under nedsmeltingen av innlandsisen. Viktige landformer for dokumentasjon av smeltevannsdreneringen er også eskere, passområde og vifteformet breelvavsetning sør for Bustvola og øst for Remslihøgda. Stormælen er en typisk esker som sammen med terrassene ved Fiskåa gjenspeiler sterk smeltevannsdrenering. Pikhaugan – Essandammen er et typisk dødislandskap.

4. Mineralske ressurser

Her er det tatt med en kort omtale av eventuelle mineralske ressurser av økonomisk interesse.

Malmer, naturstein og industrimineraler

Mange av de velkjente kobber- og sinkforekomstene i Røros-området ligger i sedimentære bergarter som svarer til Røros-skifrene. Forekomstene er gjerne lagformet og ligger langs lagdelingen i de sedimentære avsetningene. Hovedmineralene er svovelkis og magnetkis, med varierende mengder kobberkis og sinkblende. Magnetitt er også en viktig bestanddel noen steder.

Lignende forekomster finnes i Essandsjødekket i forbindelse med amfibolitter (metadiabas) og metaarkoser. Den mest kjente forekomsten er den gamle Esna gruver, som lå ved sørenden av Essandsjøen, vest for verneområdet. Ingen forekomster av økonomisk interessant størrelse er kjent i de tilsvarende geologiske formasjonene innenfor verneområdet.

Sammenligninger med tilsvarende geologiske formasjoner andre steder i den kaledonske fjellkjeden i Norge og Sverige tyder heller ikke på at det finnes et særlig stort potensiale for utnyttbare forekomster i andre bergartsenheter innenfor det foreslåtte verneområdet.

Heller ikke for naturstein og industrimineraler er det kjent forekomster eller potensiale for forekomster av økonomisk interesse i området. Naturstein og industrimineraler har også i mange tilfeller en relativt lav tonnverdi, og er derfor også vanskeligere å utnytte økonomisk i et uveisomt og høytliggende fjellområde som Sylane.

Grus

I NGUs Grus- og pukkdatabase er det ikke registrert forekomster innenfor utredningsområdet. De sand- og grusforekomster som finnes i området ligger slik til at de i liten eller ingen grad er aktuelle for økonomisk utnyttelse.

5. Utvalgt litteratur

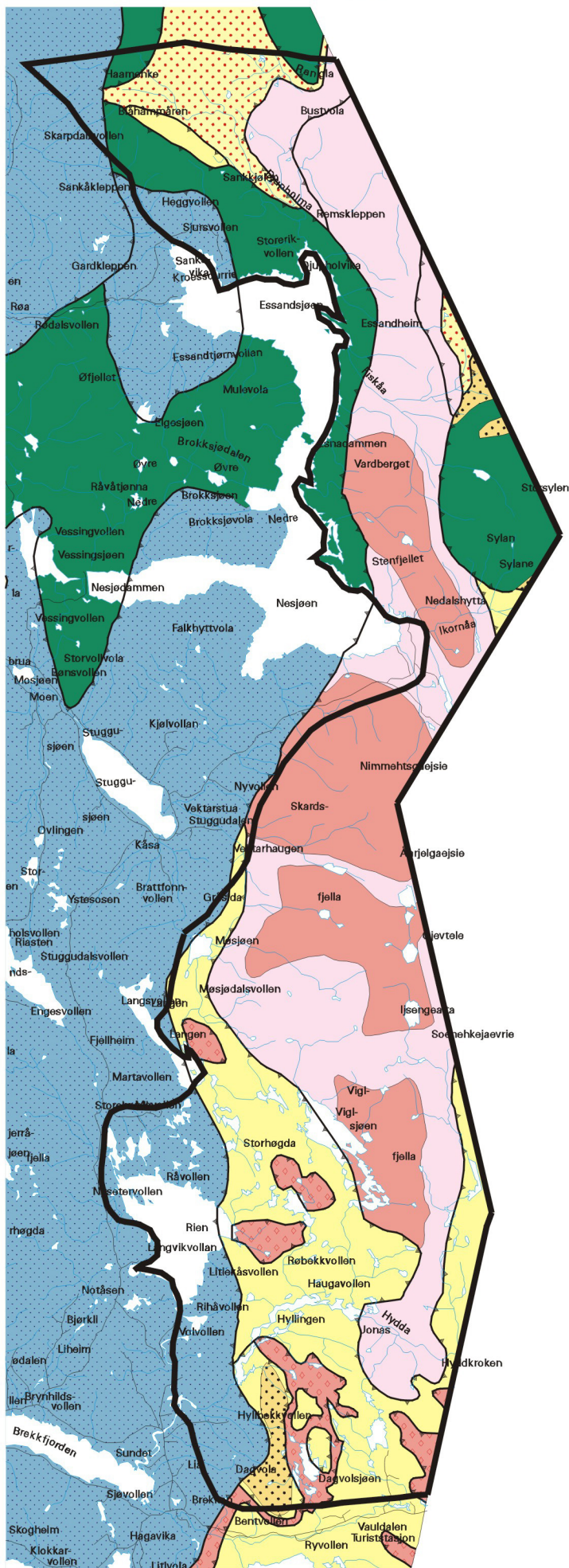
Det er satt opp en liste over aktuelle geologiske kart og publikasjoner med tilknytning til utredningsområdet.

1. Bakke, I. 1978: Berggrunnskart Stugusjø M 1:50.000 m/beskrivelse. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 22.*
2. Bjørlykke, U. 1962: Foreløpig meddelelser fra kartbladet Essandsjø. *Norges geologiske undersøkelse 223.*
3. Bryn, K. Ø. 1958: Geologien på søndre del av kartblad Essandsjø. *Norges geologiske undersøkelse 205.*
4. Bryn, K. Ø. 1959: Et funn av pseudotachylitt på kartblad Essandsjøen og en teori for dannelsen. *Norges geologiske undersøkelse, Årbok.*
5. Gee, D.G., Guezou, J. C., Roberts, D, Wolff, F. C. 1985: The central-southern part of the Scandinavian Caledonides. I Gee, D.G. & Sturt, B.A.: The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas, *John Wiley & Sons Ltd.*
6. Hørbye, J.C. 1857: Observations sur les phenomenes d`erosion en Norvège. *Programme de l'Universite pour le 1^{er} semestre 1857. Christiania.*
7. Lundqvist, T., Bøe, R., Kousa, J., Lukkarinen, K., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M., Weihed, P. 1996: Bedrock Map of Central Fennoscandia. Scale 1:1.000.000, *Midt-Norden prosjektet.*
8. Moberg, N. 1965: Isavsmeltningsstudier i og omkring sydlige deler av Tydal. Hovedfagsoppgave. *Universitetet i Bergen.*
9. Nilsen, O., Wolff, F. C. 1989: Berggrunnskart Røros & Sveg, M 1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse.*
10. Nålsund, R. 1986: Grusregisteret for Tydal kommune. *NGU-rapport 86.173.*
11. Reite, A. J. 1990: Sør-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart M 1:250.000. Veiledning til kartet. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 96.*
12. Reite, A. J. 1997: Istidsspor i Røros kommune. Veiledning til kvartærgeologisk kart M 1:100.000. *Norges geologiske undersøkelse, Gråsteinen 2.*
13. Rui, I. J. 1981: Geologisk berggrunnskart "Brekken, 1720 II", M 1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse.*
14. Rø, G. (red.) 2001: Selbu og Tydal – geologi, gruvedrift og kulturminner. Turbok. *Selbu og Tydal Historielag.*
15. Schaar, G. 1962: Petr. and geol. investigations in the Sylene-Skardørsfjell region, Sør-Trøndelag, Norway. *Doktoravhandling, Amsterdam Universitet.*
16. Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1981: Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge. *Miljøverndepartementet. Rapport T-524.*

17. Sveian, H. & Solli, A. 1997: Tid og form - geologisk historie i: Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. (red.): Nord-Trøndelag og Fosen - geologi og landskap. *Norges geologiske undersøkelse*.
18. Wolff, F. C. 1979: Beskrivelse til de bergrunnsgeologiske kartbladene Trondheim og Østersund, M 1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 77*.
19. Aasgaard, G. 1927: Gruber og skjerp i kisdraget Øvre Guldal-Tydal. *Norges geologiske undersøkelse 129*.

Berggrunnskart over Sylane og Hyllingsdalen

Målestokk 1:250 000



Tegnforklaring

Trondheimsdekket

 Kalkrik fyllitt, Rørosskifer

Essandsjødekket

 Metadiabas, amfibolitt, i veksling med metaarkose

 Glimmerskifer, metaarkose


Remskleppdekket

 Metaarkose

 Metasandstein

 Øyegneis

Grunnfjell

 Granitt og granittisk gneis

 Metarhyolitt

 Skyvesone

 Grense for planlagt nasjonalpark

10 km

Kartet er laget på grunnlag av:

Lundqvist, T., m. fl. 1996: Bedrock map of the Central Fennoscandia 1:1 000 000. Sammenstilt av de geologiske undersøkelsene i Finland, Norge og Sverige

og
Nielsen, O. og Wolff, F.C. 1989: Geologisk kart over Norge

Berggrunnskart Røros og Sveig, 1:250 000

Norges geologiske undersøkelse

RØROS KOMMUNE

KVARTÆRGEOLOGISK KART M 1:100 000

MUNICIPALITY OF RØROS

QUATERNARY MAP, SCALE 1:100,000



TEGNFORKLARING Legend

LØSMASSER Superficial deposits

- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTHET
Till, continuous cover, locally of great thickness
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGGRUNNEN
Till, discontinuous or thin cover on bedrock
- BREELVAVSETNING (GLASIFLUVIAL AVSETNING)
Glaciofluvial deposit
- RYGGFORMET BREELVAVSETNING, ESKER
Eske
- HALVFORMET BREELVAVSETNING (RAMM)
Kame
- BRESJØAVSETNING (GLASIAKUSTRIN AVSETNING)
Glaciolacustrine deposit
- INNSJØAVSETNING (LAKUSTRIN AVSETNING)
Lacustrine deposit
- ELVE- OG BEKKEAVSETNING
Fluvial deposit
- VINDAVSETNING (EOLISK AVSETNING)
Eolian deposit
- BLOKKHAV
Blockfield
- FORVITRINGSMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE
Washed material, discontinuous or thin cover on bedrock
- SKREDMATERIALE, (PASMATERIALE) SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTHET
Rapid mass-movement deposit, continuous cover, locally of great thickness
- TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)
Peat and bog (organic material)
- FYLLMASSE (ANTROPOGENT MATERIALE)
Anthropogenic material

BART FJELL Exposed bedrock

- BART FJELL
Exposed bedrock
- LITEN FJELLETØTNING
Small exposure of bedrock

SMÅ ELLER VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER / BART FJELL Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

KORNSTØRRELSE Grain size

- BLOKK (B) >256mm
Boulder
- STEN (S) 256mm - 64mm
Cobble
- GRUS (G) 64mm - 2mm
Gravel
- SAND (S) 2mm - 0.063mm
Sand
- SILT (SI) 0.063mm - 0.002mm
Silt
- LEIR (L) <0.002mm
Clay

Symbolene brukes enkeltvis når en fraksjon utgjør med enn 80%. Sammensatte symboler brukes når flere fraksjoner inngår med mer enn 10%. Hovedfraksjonen blir angitt alst.

The symbols are employed individually when one fraction exceeds 80%. Combined symbols are used when several fractions exceed 10%, the largest fraction being indicated last.

EKSEMPLER Examples

- GRUS (G) MER ENN 80%
Gravel (G) more than 80%
- SANDIG GRUS (SG), MEST GRUS, SAND MER ENN 10%
Sandy gravel (SG), Most gravel, sand exceeds 10%
- GRUGIG SAND (GS), MEST SAND, GRUS MER ENN 10%
Gravelly sand (GS), Most sand, gravel exceeds 10%
- LEIRIG SILT (LS), MEST SILT, LEIR MER ENN 10%
Clayey silt (LS), Most silt, clay exceeds 10%

MEKTHET OG LAGFØLGE Thickness and stratigraphy

(SYMBOLENE FOR AVSETNINGSTYPE OG KORNSTØRRELSE ER VIS OVENFOR)
(Symbols for sediment type and grain size are shown above)

EKSEMPLER Examples

- 3 DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER 3 M MEKTHET
The thickness of the mapped deposit is 3 m
- 2 MEKTHETEN TIL DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER STORRE ENN 2 M
The thickness of the mapped deposit exceeds 2 m
- 1300/1 DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN BESTÅR AV 1 M SAND, UNDER ER DET 3 M SANDIG GRUS OVER FJELL
The mapped deposit consists of 1 m sand; which is underlain by 3 m of sandy gravel on bedrock
- 250/1 DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER 2 M MEKTHET, UNDER ER DET EN 5 M MEKTHET BREELVAVSETNING OVER MAREMATERIALE SOM ER MER ENN 1 M MEKTHET
The mapped deposit is 2 m thick; this is underlain by a glaciofluvial deposit of 5 m over till which exceeds a thickness of 1 m

ISBEVEGELSESTRETNING Direction of ice movement

ISBEVEGELSESTRASSE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKTET
Glacial striation, movement towards the observation point

KRYSSENDE ISKURVINGSTRIPPER, ØKENDE ANTALL HAKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
RELATIV ALDER VIKTIGT FÅSTILT: ———>—
Crossing glacial striations, increasing number of ticks indicate increasing relative age
Relative age undetermined: ———>—

ISKURVINGSTRIPPER INNEFOR SEKTOREN
Glacial striation within the sector

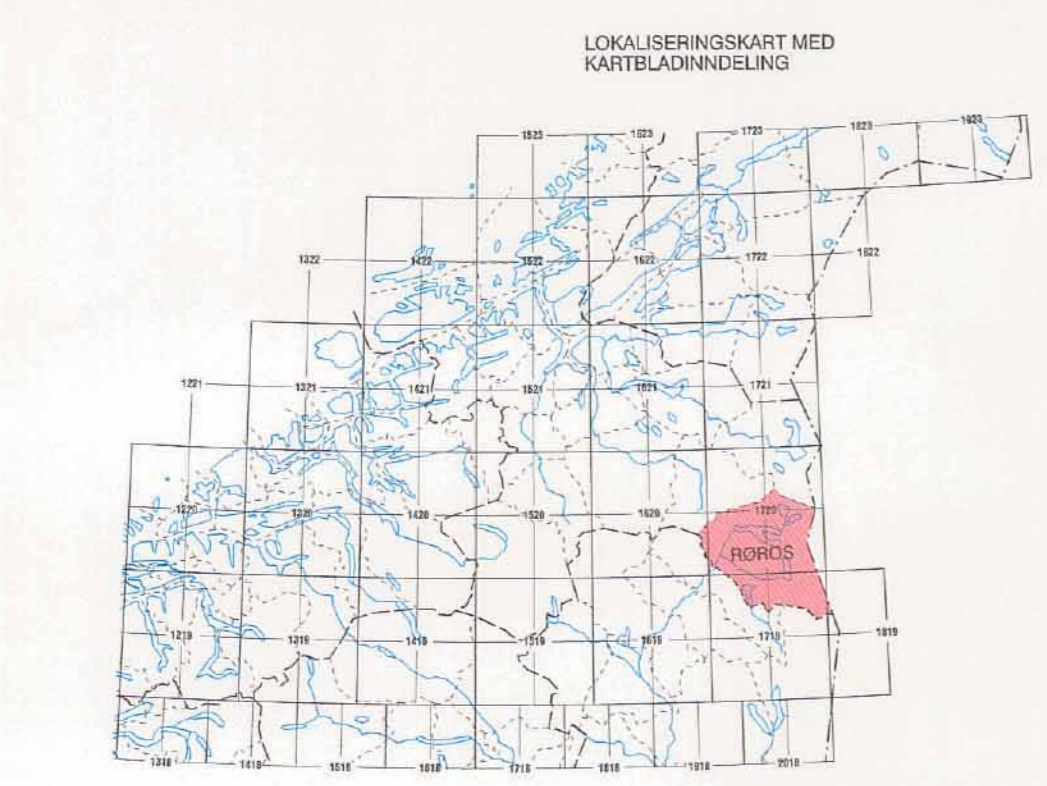
DRUMLIN
Drumlin

DRUMLIN-LIGNENDE FORM
Drumlin-like form

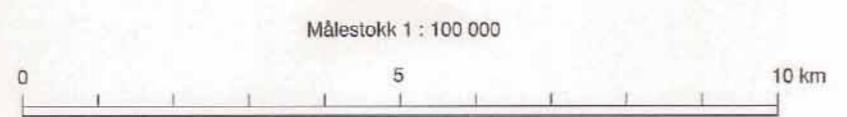
PARALLELE FURER I OVERFLATEN (FLUTED SURFACE)
Fluted surface

OVERFLATEFORMER Surface morphology

- BREELVAVSKJERING
Glaciofluvial erosion scarp
- SMELTEVANNSLØP
Glaciofluvial drainage channel
- SMELTEVANNSLØP OVER PASSOMRÅDE
Glaciofluvial drainage channel crossing the water divide
- GJELLETFORMET AV SMELTEVANN
Small canyon, glaciofluvially eroded
- SPYLEFELT
Glaciofluvially washed area
- ISKONTAKTSKRÅNING
Ice-contact slope
- STRANDLINJE ETTER BREDEMT Sjø
Shoreline from glacial ice-dammed lake
- STOR DODDUGROP
Large kettle-hole
- LITEN DODDUGROP
Small kettle-hole
- ELVE- ELLER BEKKEKJERING
Fluvial erosion scarp
- TIDKJERE ELVE- ELLER BEKKELOP
Abandoned fluvial drainage channel
- TERRASSEKANT
Terrace edge
- VIFTEFORM
Fan
- LITEN FLYGESANDDYNE
Small sand dune
- RYGG
Ridge
- HAUG- OG RYGGFORMET OVERFLATE
Mounds and ridges
- HØYT BLOKKHOLD I OVERFLATEN
High frequency of boulders on the surface
- STOR BLOKK
Large boulder
- MASSETAK I DRIFT
Gravel pit in operation
- LOKALTETER MED SPESIELT INTERESSANT GEOLOGI, DE ER OMTALT I KARTBESKRIVELSEN
Localities with especially interesting geology. They are mentioned in the map description.



Riksvei
Fylkes-/kommunal vei
Privat vei
Jernbane



Kartgrunnlag: Statens kartverks kart fig. brukstiltalete
Fotograf: Norges geologiske undersøkelse
Trykk: A/S Adressavisen, Trondheim, 1997

Projeksjon: UTM, zone 32
Datum: ED50
Eksivistanse: 100 m

Referanse til kartet: Reile, A. J. 1997:
RØROS KOMMUNE, Kvartærgeologisk kart M 1:100 000
Norges geologiske undersøkelse

Reference to the map: Reile, A. J. 1997:
MUNICIPALITY OF RØROS, Quaternary Map, Scale 1:100,000
Geological Survey of Norway

Kvartærgeologisk kartlagt av Norges geologiske undersøkelse i 1993 og 1994, med etnotomisk støtte fra Røros kommune. Feltarbeidet er utført av A. Biltas, R. Oestvold, A. J. Reile, H. Svein, E. Steiner og K. Wolden. Kartet er sammenlagt av A. J. Reile.
Ansvaret for kartet: A. J. Reile.