

# Rogen-moreenin anisotropia

RAIMO SUTINEN, MARI JAKONEN,  
PAULA HAAVIKKO, PAAVO NÄRHI,  
MATTI PIEKKARI JA MAARIT MIDDLETON

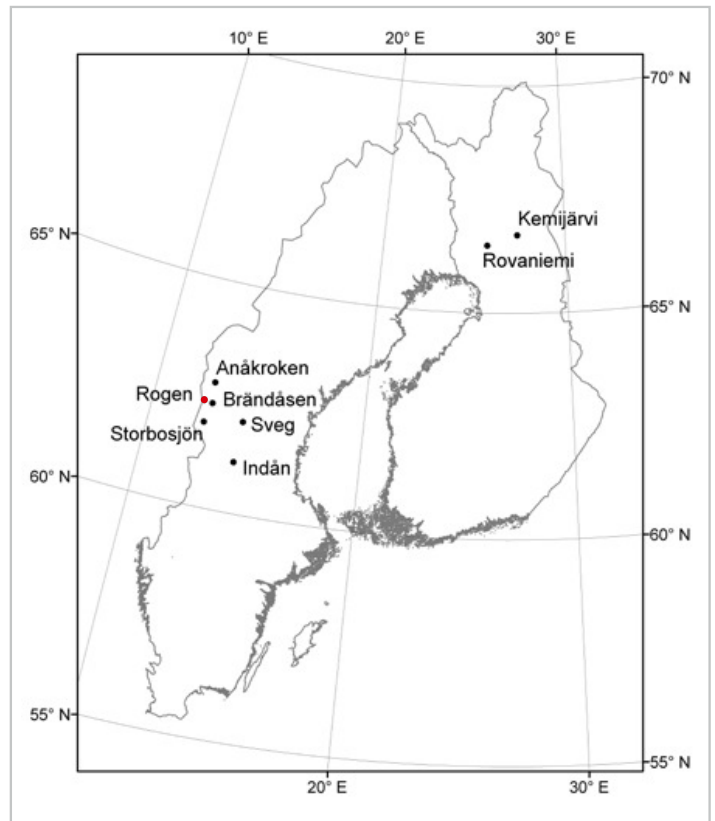
## Rogen-moreeni

Rogen-moreeni (*Rogen moraine*; Lundqvist 1969) on Rogen-järven alueella Härjedalenissa Ruotsissa sijaitseva (kuva 1) kenttä kaarevia moreeniselän-teitä (kuva 2). Tunnusomainen piirre on selän-teiden pinnoilla havaittava virtaviivaisuus (*stream-lining*) ja yksittäisten selän-teiden (*Rogen morai-ne ridges*) ja/tai selänneryhmien sarvimainen kaa-revuus jäätikön liikkeen suunnassa (kuva 3). Sel-än-teiden pinta on lohkarainen/kivinen (Was-tenson 1969; kuva 4), ja pintalohkareiden pituusak-selien suuntaus noudattaa virtaviivaisuutta (Was-tenson 1969). Rogen-järvi ympäristöineen on osa vuonna 1976 perustettua luonnonpuistoa (*Rogen naturresevat*). Rogen-selän-teiden sisäistä raken-etta ei tunneta, ja termi Rogen-moreeni on puhtaasti morfologinen (Lundqvist 1969).

Rogen-moreeni on laajoja alueita peittävänä pin-nanmuotona paitsi tyyppialueellaan Härjedalenissa myös Kanadan Quebecissä (Bouchard 1989). Poh-jois-Amerikassa termiä *ribbed-moreeni* on käytet-ty Rogen-moreenin synonyyminä, vaikka vain vir-taviivainen *ribbed-moreeni* (*fluted ribbed morai-ne*; Prest 1968) vastaa morfogeneettisesti Rogen-moreenia. Myöhemmässä kirjallisuudessa Fenno-skandian ja Kanadan kilpialueiden kumpumoree-neita (*hummocky moraine* ks. Prest 1968; *morän-backlandskap* ks. Norkalottproject 1986) on kut-suttu *ribbed-moreeneiksi* (Hättestrand 1989; Hät-testrand ja Kleman 1997; Dunlop and Clark 2006).

## Syntyolettamuksista

Rogen-moreenin synty on 1970-luvulta lähti-en ollut suosittu väittelyn aihe. Lundqvist (1989, 1997) esitti Rogen-moreenin olevan polygeneetti-nen siten, että selän-teiden pituusakseleiden suun-taiset runko-osat edustavat vanhempaa generaa-tiota ja pinnan muotoilu (*shaping*) on nuorimman jään liikkeen aikaansaamaa. Ajatus poikittaisesta hierto- ja pinoamismekanismista (*shearing and stacking*; Shaw 1979; Aylsworth ja Shilts 1989; Bouchard 1989), samoin kuin ajatus uudelleen-muotoilusta (*remoulding*; Möller 2006) perustuu leikkaushavaintoihin. Fisher ja Shaw (1992) eh-dottavat Rogen-moreenin synnyn liittyvän subgla-siaalisiin sulamisvesipurkauksiin (*outburst floods*).



Kuva 1. Rogenin alueen sijainti. Sveg ja Anåkroken ovat Shawn (1979) tutkimuskohteita, Indån on Möllerin (2006) tutkimuskohde.

Figure 1. Location of Rogen area. Sites Sveg and Anåkroken described by Shaw (1979) and Indån by Möller (2006). Sites Rogen, Anåkroken and Storbosjön were studied by the authors.

Monogeneettisen rakoiluhypoteesin (*fracturing hypothesis*) mukaan kaikilla Rogen/*ribbed-moree-neilla* olisi yksi yhteinen syntytyapa, joka liittyisi kylmäpohjaiseen jäätikköön (Hättestrand 1989; Hättestrand ja Kleman 1997; ks. myös Dunlop ja Clark 2006). Esitetyille syntymekanismeille on yhteistä vain subglasiaalinen alkuperä. Siten sedimenttien anisotropian selvittäminen Rogen-mo-reenin tyyppialueella on perusteltua.

## Anisotropia

Samoin kuin moreenien magneettinen susceptii-visuus ja/tai rakeiden/kivien suuntaus (Puranen 1988) myös sähkönjohtavuus ( $\sigma_a$ ) on anisotroop-pinen eli mittaussuunnasta riippuva suure (Friedman 2005). Aiemmat tutkimuksemme ovat osoittaneet moreenien  $\sigma_a$ -anisotropian jään liikkeen suun-taiseksi (Penttinen et al. 1999). Sen sijaan (seis-

motektonisten) maanvyörymien  $\sigma_a$ -anisotropia on yleensä rinteiden suuntainen, mutta kohtisuorassa vyörymäselänteitä vastaan (Sutinen et al. 2007a). Sauch ja Zabik (1992) osoittivat, että myös glasi-fluviaalisten *outwash*-sedimenttien  $\sigma_a$ -anisotropia on yhdensuuntainen sedimentaation kanssa. Maaperän  $\sigma_a$ -anisotropian mittauksia voidaan siten soveltaa erilaisiin sedimentaatioympäristöihin. Jälkiä jättämättömänä menetelmänä ne soveltuvat myös suojelualueille, jollainen 500 km<sup>2</sup>:n laajuinen Rogenin luonnonpuistokin on.

Testasimme kahta Rogen-sedimenttien syntymekanismin liittyvää hypoteesia anisotropian avulla. Mikäli  $\sigma_a$ -anisotropian maksimi on poikittain selänteitä vastaan, käsitys Rogen-moreenin poikittaisuudesta (*stacking/ylityönnöstä*; Shaw 1979; Bouchard 1989) saa vahvistusta. Vaihtoehtoisesti, jos  $\sigma_a$ -anisotropian maksimi on selänteiden suuntainen, voisi mahdollinen sedimentaatiomekanismi muistuttaa esim. täyden tunnelin harjusedimentaatiota (*sliding bed facies/full-pipe flow*; Saunderson 1977; Sutinen 1985). Jälkimmäisen vaihtoehdon testaaminen on perusteltua, koska lajittunut materiaali on yleinen, usein jopa dominoiva Rogen/ribbed-moreeneissa (Sutinen 1985; Aylsworth ja Shilts 1989; Fisher ja Shaw 1992; Hättestrand 1997; Lundqvist 1997; Lindén et al. 2008).

### Suuntajohtavuuden mittaukset

Rogen-selänteiden  $\sigma_a$ -anisotropia mitattiin Geonics Ltd:n (Mississauga, Kanada) EM31- ja EM38-laitteilla sekä GTK:n johtavuustalvikolla (malli Puranen) kymmenestä pisteestä (kuva 3). Kussakin mittauspisteessä suuntajohtavuus mitattiin puoliympyränä 10°:n välein. Kutakin suunnan lisäystä kohden käytimme sadan mittauksen (*samples*) automaattista summausta ja tallennusta Allegro CX-maastotalentimella (Juniper Systems Inc, Logan, UT USA). Johtavuustalvikon lukemat tallennettiin laitteen sisäiseen muistiin. Tällaisella järjestelyllä mittauksia kertyi 57 190 kappaletta. Syvyysinformaatio jakaantuu karkeasti seuraavasti: johtavuustalviko 0–0,3 m, EM38V (vertikaalikonfiguraatio) 0–1,5 m, EM31H (horisontaalikonfiguraatio) 0–3 m ja EM31V 0–6 m. Mittaukset tulostettiin pisteittäin napakoordinaatistoon (*polar plot*; Grapher 4.0, Golden Software; kuva 3) ja kullekin mittauskonfiguraatiolle laadittiin koko aluetta kuvaava summaruusuke standardoimalla kukin mitaus ja laskemalla ne yhteen (kuva 5).

Pisteittäisiä suuntauksia ja summasuuntauksia vertailtiin sekä keskenään että selänteiden morfo-anisotropian kanssa. Rogen-selänteet ovat

50–300 m leveitä, 400–1500 m pitkiä (kuva 3) ja korkeudeltaan yleisesti 10–20 m (Lundqvist 1997), paikoin jopa 30 m. Selänteet ovat 100–300 metrin etäisyydellä toisistaan, ja pintakivisyys on runsasta (Wastenson 1969; kuva 4). Joidenkin selänteiden pinta on vakoutunut (*drumlinized*; Wastenson 1969), mutta rinteiden jyrkkyydessä vasta- tai suojapuolilla ei varsinaisesti ole eroa. Selänteet kaartuvat sarvimaisesti luoteeseen (kuva 3).

### Johtavuusanisotropia

Kuvan 3 esimerkit suuntajohtavuudesta osoittavat Rogen-selänteiden materiaalin olevan kompleksisesti kerrostunutta. EM31V:n (0–6 m) suuntaus useissa tapauksissa osoittaa koillista maksimia (sektorissa 20°–45°; kuva 5), mikä karkeasti mukailee selänteiden kulkua (kuva 3). Tämä piirre tarkoittaa sitä, että selänteiden rungon materiaali on kerrostunut liikkeessä. Toinen huippu sektorissa 110°–140° (itäkaakko/kaakko) on lähes poikittain selänteitä vastaan. EM31H:n (0–3 m) maksimi on puolestaan itäkaakossa/kaakossa ja toinen huippu koillisessa/pohjoiskoillisessa (kuva 5). Tämä piirre viittaa siihen, että yläosat (< 3 m) ovat olleet poikittaisen liikkeen vaikutuksen alaisia. Yllättäen kuitenkin sekä EM38V-johtavuus (0–1,5 m) että talikkojohtavuus (0–0,3 m) viittaavat pintaosan suuntauksien olevan pohjoisesta/koillisesta (sektorissa 0°–50°). Tosin näissä suuntauksissa vaihtelu on suurta siten, että suuntamaksimit saattavat erota lähes 90° pisteiden välillä (kuva 3).

### Pohdintaa

Mittasimme kyllästymättömän (vadoosi-) vyöhykkeen anisotropiaa. Tällöin sedimentit ovat kolmi-faasisena, kiinteä-ilmahuokosvesi seoksena. Kiinteä faasi koostuu paikallisista arkooseista (Lundqvist 1989), joten sitä voidaan pitää sähkönjohtavuuden kannalta lähes eristeenä. Koska ilman johtavuus  $\sigma_a = 0$ , johtavuusfaasina on huokosvesi (Friedman 2005), jonka liikettä puolestaan ohjaa sedimenttien huokoisuus, rakenne ja suuntaus. Mittaukset tehtiin yhden päivän aikana (8.7.2008) poutasäässä, joten sääolojen vaikutus huokosvesiolosuhteisiin saatiin minimoitua (ks. Sutinen et al. 2007b).

Morfologisen ja  $\sigma_a$ -anisotropian perusteella Rogen-moreeni on polygeneettinen. Runko-osien  $\sigma_a$ -anisotropian suunta noudattelee selänteiden koillista suuntaa, mikä viittaa siihen, että kerrostuminen on todennäköisimmin tapahtunut koillisesta. Itäkaakkoinen EM31H -maksimi voi olla merk-



Kuva 2. Rogen-moreenin tutkimuspisteet (R1-R10) ja Brändåsenin leikkauksen sijainti.

Figure 2. Research sites (R1-R10) on Rogen moraine and location of Brändåsen section (shown in figure 6).

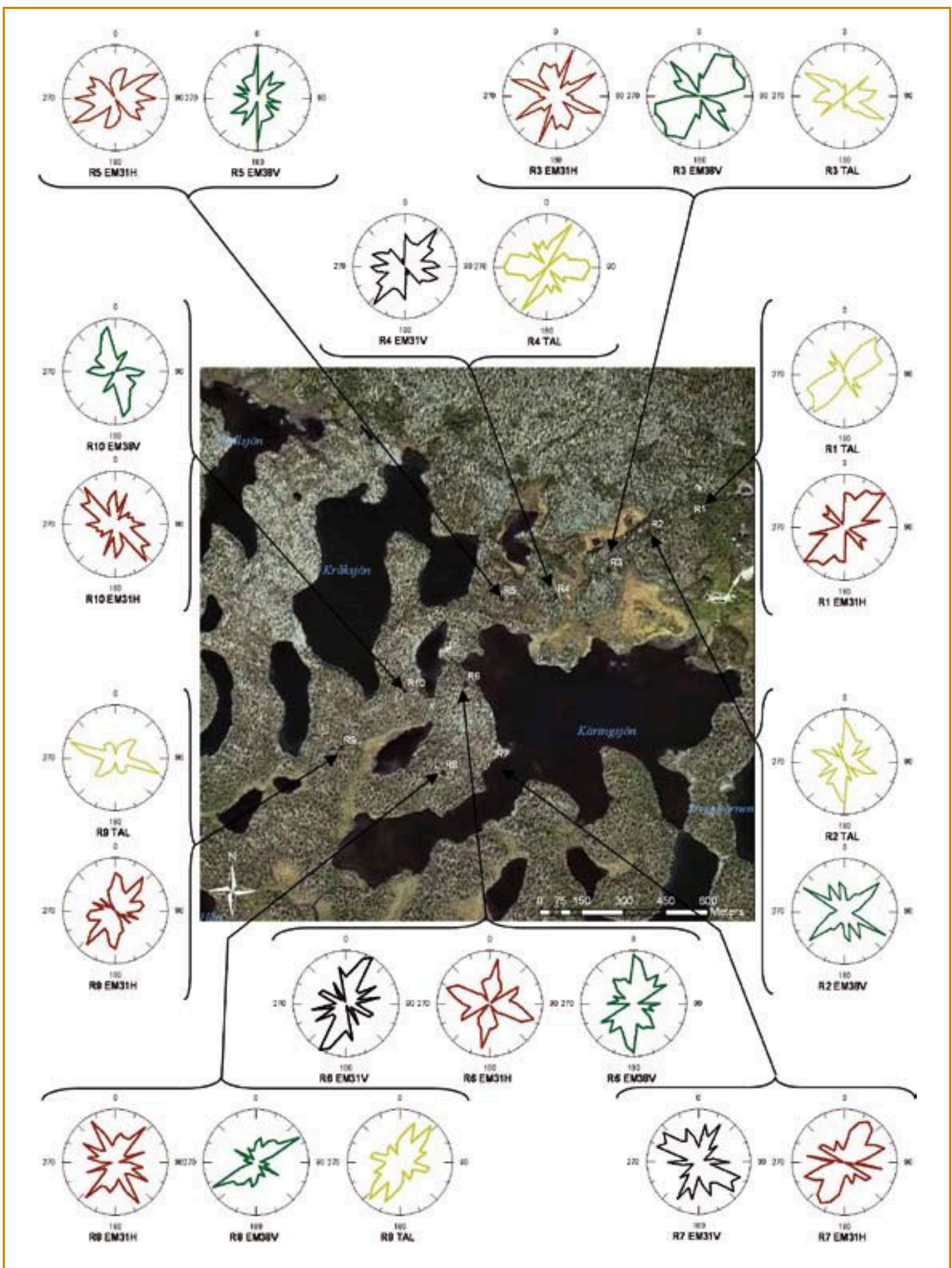
ki poikittaisesta deformaatiosta. Vaikkakin pinnan summaruusukkeissa (EM38V ja Talikko; kuva 5) poikittainen itä/itäkaakkoinen suuntaus on heikko, se vastaa jäätikön viimeistä (nuorinta) liikettä. Lähimpien (2,5 km lounaaseen Rogen-kentästä) uurrehavaintojen perusteella nuorin suunta on  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$  sekä selänteiden pintakivien ja -vakoumien (*fluting*) suuntauksien perusteella  $100^{\circ}$ – $110^{\circ}$  (Wastenson 1969). Sen sijaan suunta  $110^{\circ}$ – $140^{\circ}$  (kuva 5) ei vastaa nuorinta liikesuuntaa (ks. myös Lundqvist 1997).

Mittaustulokset tukevat Lundqvistin (1989, 1997) alkuperäistä ajatusta Rogen-moreenin polygeneettisyydestä: selänteiden runko-osat edustavat vanhempaa generaatiota, ja pinnan muotoilu (*shaping*) on nuorimman jään liikkeen aikaansaamaa. Eittämättä Rogen-moreenin pinta (< 3 m) on deformoitunut poikittaisesti (efekti luonnollisesti näkyy myös EM31V:ssä), mahdollisesti samaan tapaan kuin Shaw'n (1979) havainnot Sveigissä ja Anåkrokenissa Rogenin lähialueilla (sijainti kuvassa 1) tai kuin Bouchardin (1989) Quebecissä tekemät havainnot osoittavat. Näissä jäätikön hierto- ja pinoamistoiminta on voitu todentaa sedimenttirakenteista (op. cit.). Lähinnä Rogenia olevassa maisemoimattomassa leikkauksessa,

18 km itäkaakkoon (sijainti kuvassa 2), on vaikea erottaa aktiivisen jäätikön hiertoon tai pinoamiseen liittyviä (moreeni)rakenteita (kuva 6). Aines pikemminkin muistuttaa tunnelivirtauksessa (*conduit infill*) syntyvää harjusedimenttiä (ks. Sanderson 1977; Sutinen 1985). Leikkauksen alaosan materiaali muistuttaa Kemijärven ”valumis” (*debris flow*) -sedimenttejä (Sutinen 1985).

Möllerin (2006) havainnot Indån alueelta (sijainti kuvassa 1) viittaavat siihen, että Rogen-moreeni on mahdollisesti jopa Varhais-Veikselin aikainen relikti, jota viimeisin jään liike on uudelleen muotoillut (*reshaping*). Aikaero varsinaisen Rogenin ytimen ja ylityöntösedimenttien välillä voi hyvinkin pitää paikkansa (Lundqvist 1989, 1997; Möller 2006; ks. Veiki-moreeni Lagerbäck 1988), mutta avoimeksi jää ytimen aikaansaanut mekanismi. Sedimenttien johtavuusanisotropia osoittaa, että ydin on aktiivisen sedimentaation tulos, ei passiivinen reliktimuoto (Möller 2006) tai subglasiaalisiin rakoihin puristunut suuntautumaton sedimentti (vrt. Hoppe 1952).

Koska virtaavan veden ja/tai vedellä kyllästyneen (*debris flow*) sedimentaation kerrostumat ovat yleisiä, usein pääasiallisia komponentteja (poikittaisten) moreenien rungoissa (Aylsworth ja Shilts



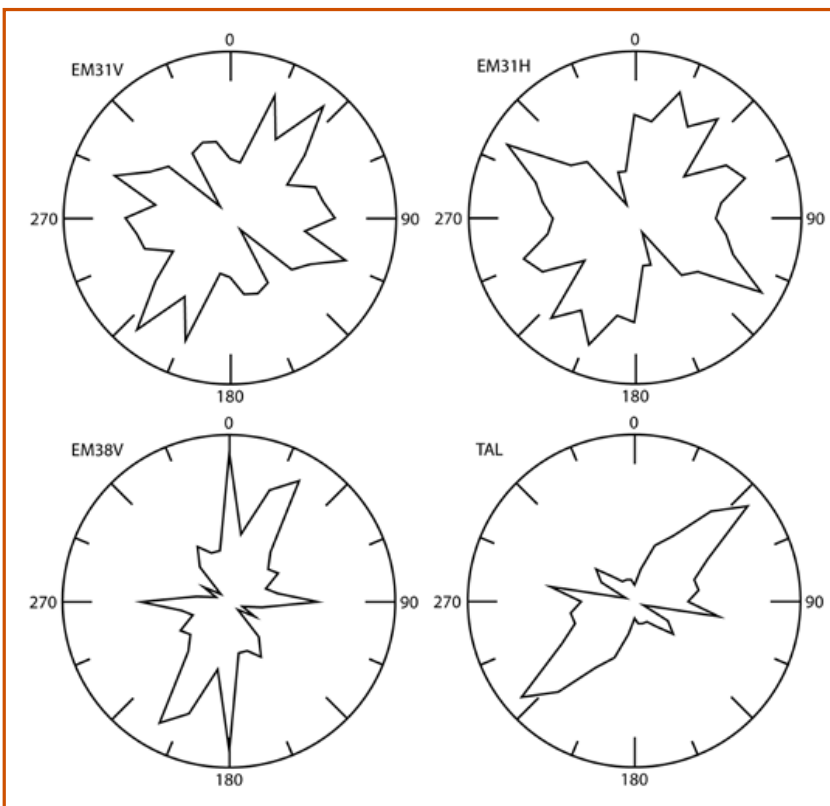
Kuva 3. Esimerkkejä Rogen-moreenin säkönjohtavuus-  
 ruusukkeista. R1–R10 kuvaavat mittauspisteitä; EM31V,  
 EM31H, EM38V viittaavat kelakonfiguraatioihin ja TAL  
 johtavuustalikkoon (ks. teksti).

Figure 3. Examples of polar-plots of azimuthal electrical  
 conductivity of Rogen moraine. R1–R10 denote meas-  
 uring sites; EM31V, EM31H, EM38V denote applied coil  
 configurations and TAL refers to conductivity fork (model  
 Puranen, Geological Survey of Finland).



Kuva 4. Esimerkki Rogen-se-  
länteen pintalohkareisuudesta.  
Kuva: M. Middleton.

*Figure 4. An example of surface  
roughness of Rogen moraine  
ridge. Photo: M. Middleton.*



Kuva 5. Tutkimuspisteiden (R1–R10) sum-  
maruusukkeet; EM31V, EM31H, EM38V  
viittaavat kelakonfiguraatioihin ja TAL joh-  
tavuustalikkoon (ks. teksti).

*Figure 5. Device-specific standardized  
mean azimuthal electrical conductivity of  
Rogen moraine (R1–R10). EM31V, EM31H  
and EM38V denote EM coil configurations  
and TAL denotes conductivity fork (model  
Puranen, Geological Survey of Finland).*

1989; Fisher ja Shaw 1992; Sutinen 1992; Hättestrand 1997; Lundqvist 1997; kuva 6), on jatkossa mietittävä vaihtoehtoisia syntymekanismeja, jotka liittyvät subglasiaaliseen hydrologiaan. Fisherin ja Shaw'n (1992) 'poikittainen virtaus' -ajatus on eittämättä radikaali. Kuitenkin, nykyisten subglasiaalisten järvien olemassaolo (esim. Antarktiksien järvet) tukee ajatusta veden merkityksestä, mutta purkausmekanismeja kuvaavia malleja on vielä niukalti (ks. Evatt et al. 2006) eikä niissä oteta huomioon maankuoren kohoamisen (*rebound*) seismistä aktiivisuutta. Suomen Lapissa on viitteitä subglasiaalisten järvien purkauksien ja maanjäristysten

yhteydestä (Sutinen et al. 2007c), ja paleomaanvyörymien ajoitusten perusteella on luultavaa, että myöhäis- ja postglasiaaliset maanjäristykset ovat aikatransgressiivisesti seuranneet deglasiatioita (ks. Sutinen et al. 2007a). Vaikka voimakkaita maanjäristyksiä on tapahtunut suurimman jäätikkökuormituksen (*subsidence*) alueilla (ks. Arvidsson 1996) ja juuri noilla alueilla esiintyy myös Rogenmoreeneita, Rogen-moreenien synnyn yhdistäminen neotektoniikkaan on haastava tehtävä. Olemme havainneet, että Nuoremman Dryaksen jälkeen syntyneet kumpumoreenit voivat koostua sorasta ja hiekasta sekä valumissedimenteistä (*debris flow se-*



Kuva 6. Rogen-moreenin leikkaus Brändäsenissa. Johtavuustalikon korkeus 105 cm. Kuva: R. Sutinen.  
*Figure 6. An exposure of Rogen moraine at Brändäsen site, location shown in Fig. 2. 105 cm high conductivity fork (model Puranen, Geological Survey of Finland) as a scale. Photo: R. Sutinen.*

*diments*), joiden  $\sigma_a$ -anisotropia noudattaa selänteiden suuntaa (Sutinen et al. 2007d). Koska seismisen aktiivisuuden maksimi sattui 11–9 ka BP (Wu et al. 1999), voi hyvinkin olla, että kumpumoreenien synty liittyy subglasiaaliseen hydrologiaan ja maanjäristyksiin. Kuitenkin, koska aktiivisen jään deformaatiot puuttuvat nuorien kumpumoreeniselänteiden pinnoilta (Sutinen et al. 2007d; vrt. remoulding; Lundqvist 1989; Möller 2006), niitä ei voida kutsua Rogen-moreeneiksi.

Tämä tutkimus on osa GTK:n Metsämaa ja globaalimuutos -hanketta, jossa selvitetään mm. vadoosivyöhykkeen anisotropiaa ja hydrologiaa.

### Kirjallisuus

- Arvidsson, R. 1996. Fennoscandian earthquakes: whole crustal rupturing related to postglacial rebound. *Science* 274, 744–746.
- Aylsworth, J.M. ja Shilts, W.W. 1989. Bedforms of the Keewatin Ice Sheet, Canada. *Sedimentary Geology* 62, 407–428.
- Bouchard, M.A. 1989. Subglacial landforms and deposits in central and northern Quebec, Canada, with emphasis on Rogen moraines. *Sedimentary Geology* 62, 293–308.
- Dunlop, P. ja Clark, C.D. 2006. The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quaternary Science Reviews* 25, 1668–1691.
- Evatt, G.W., Fowler, A.C., Clark, C.D. ja Hulton, N.R. 2006. Subglacial floods beneath ice sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 364, 1769–1794.
- Fisher, T.G. ja Shaw, J. 1992. A depositional model for Rogen moraine, with examples from the Avalon Peninsula, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Science* 29, 669–686.
- Friedman, S.P. 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity; a review. *Computers and Electronics in Agriculture* 46, 45–70.
- Hoppe, G. 1952. Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norrbotten. *Meddelanden från Upsala universitet geografiska institutet*, Ser A., N:o 82. 72 s.
- Hättestrand, C. 1997. Ribbed moraines in Sweden – distribution pattern and paleoglaciological implications. *Sedimentary Geology* 111, 41–56.
- Hättestrand, C. ja Kleman, J. 1999. Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews* 18, 43–61.
- Lagerbäck, R. 1988. The Veiki moraines in northern Sweden – widespread evidence on an Early Weichselian deglaciation. *Boreas* 17, 429–566.
- Lindén, M., Möller, P. ja Adrielson, L. 2008. Ribbed moraine formed by subglacial folding, thrust stacking and lee-side cavity infill. *Boreas* 37, 102–131.

- Lundqvist, J. 1969. Problems of the so-called rogen moraine. Sveriges Geologiska Undersökning C 648, 32 s.
- Lundqvist, J. 1989. Rogen (ribbed) moraine – identification and possible origin. *Sedimentary Geology* 62, 281–292.
- Lundqvist, J. 1997. Rogen moraine – an example of two-step formation of glacial landscapes. *Sedimentary Geology* 111, 27–40.
- Möller, P. 2006. Rogen moraine: an example of glacial reshaping of pre-existing landform. *Quaternary Science Reviews* 25, 362–389.
- Nordkalott Project 1986. Geological map, Northern Fennoscandia, 1:1 mill. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden.
- Penttinen, S., Sutinen, R. ja Hänninen, P. 1999. Determination of anisotropy of tills by means of azimuthal resistivity and conductivity measurements. *Nordic Hydrology* 30: 317–332.
- Prest, V.K. 1968. Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada. Geological Survey of Canada Paper 67–57, 32 s.
- Puranen, R. 1988. Geophysical methods in glacial indicator tracing. Geological Survey of Finland, Internal Report Q16/88/4, 5 s.
- Sauk, W.A. ja Zabik, S.M. 1992. Azimuthal resistivity techniques and the directional variations of hydraulic conductivity in glacial sediments. Teokessa: Bell, R.S. (toim.). Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems: Society of Engineering and Mining Geophysicists, Golden, Co, 197–222.
- Saunderson, H.C. 1977. The sliding bed facies in esker sand and gravels: a criterion for full-pipe (tunnel) flow? *Sedimentology* 24, 623–638.
- Shaw, J. 1979. Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt out. *Boreas* 8, 409–426.
- Sutinen, R. 1985. On the subglacial sedimentation of hummocky moraines and eskers in northern Finland. Teoksessa: L.-K. Königsson (toim.). *Glaciofluvium. Striae* 22, 21–25.
- Sutinen, R. 1992. Glacial deposits, their electrical properties and surveying by image interpretation and ground penetrating radar. Geological Survey of Finland Bulletin 359, 123 s.
- Sutinen, R., Piekkari M. ja Liwata, P. 2007a: Time-transgressive evolution of landslides possibly induced by seismotectonic events in Lapland. Geological Survey of Finland, Special Paper 46, 121–128.
- Sutinen, R., Middleton, M., Hänninen, P., Vartiainen, S., Venäläinen, A. ja Sutinen, M.-L. 2007b. Dielectric constant time stability of glacial till at a clear-cut site. *Geoderma* 141, 311–319.
- Sutinen, R., Jakonen, M., Liwata, P. ja Hyvönen, E. 2007c. Late Weichselian sheetflow drainage of subglacial Lokka ice lake. Geological Survey of Finland, Special Paper 46, 55–62.
- Sutinen, R., Liwata, P., Middleton, M., Piekkari, M., Haavikko, P., Virtanen, M. ja Hyvönen, E. 2007d. Sediment anisotropy parallels to ridge elongation of

- hummocky moraine in south-central Finnish Lapland. *Quaternary International* 167–168, 405.
- Wastenson, L. 1969. Blockstudier i flygbbilder. Sveriges Geologiska Undersökning Ser C 638, 95 s.
- Wu, P., Johnston, P. ja Lambeck, K. 1999. Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia. *Geophysical Journal International* 139, 657–670.

### English summary: Morpho-sedimentary anisotropy of Rogen moraine

*The morpho-sedimentary anisotropy of the 'original' Rogen moraine in Härjedalen, Sweden, was studied by means of airphotos and azimuthal measurements of electrical conductivity ( $\sigma_a$ ). Since the studied field of ridges is inside the 500 km<sup>2</sup> Rogen Nature Reserve, no information of sediment structures or orientation was available. We applied Geonics EM31, EM38 devices and conductivity fork (Model Puranen, Geological Survey of Finland) to obtain non-destructively  $\sigma_a$ -anisotropy of Rogen sediments. The maximum  $\sigma_a$ -anisotropy of sediments in the cores of the ridges was parallel to the orientation of the ridge crests. Instead, the  $\sigma_a$ -anisotropy of surface (0–3 m depth) layers provided evidence of sedimentation transverse-to-ridge orientation. Near-surface (<1.5 m depth) measurements only faintly paralleled to striation of the latest ice-flow. On the basis of morpho-sedimentary anisotropy we conclude the origin of Rogen moraine being polygenetic such that the core represents 'older' generation and later the ridges were transversally shaped. Hence the transverse-to-ice origin applies only to the upper part of the Rogen moraine. The exact genesis still remains unresolved, but the common appearance of glaciofluvial and debris flow sediments found elsewhere in the cores of Rogen moraine ridges may refer to subglacial outburst(s) possibly triggered by neotectonic faulting within the crustal rebound. ♦*

**Raimo Sutinen, Mari Jakonen,  
Paula Haavikko, Paavo Närhi,  
Matti Piekkari ja Maarit Middleton**  
Geologian tutkimuskeskus  
PL 77, 96101 Rovaniemi  
raimo.sutinen@gtk.fi