

Babets kvarlevor

En morfologisk och sedimentologisk undersökning av
överspolningssediment vid Tobisvik, Simrishamn

Anton von Vultée

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 683
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2024

Babets kvarlevor

En morfologisk och sedimentologisk undersökning av överspolningssediment vid Tobisvik, Simrishamn

Kandidatarbete
Anton von Vultée

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2024

Innehållsförteckning

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introduktion | 7 |
| 1.1 | Syfte | 7 |
| 1.2 | Avgränsning | 7 |
| 2 | Bakgrund | 7 |
| 2.1 | Vågor | 7 |
| 2.2 | Kustdynamik | 8 |
| 2.3 | Stormfloder och överspolning | 9 |
| 2.4 | Överspolningssediment | 10 |
| 2.5 | Optisk stimulerad luminiscens – OSL | 11 |
| 2.6 | Områdesbeskrivning | 11 |
| 2.7 | Stormen Babet | 11 |
| 3 | Metod | 12 |
| 3.1 | Förarbete | 12 |
| 3.2 | Fältarbete | 12 |
| 3.3 | Laboratoriearbete | 13 |
| 4 | Resultat | 14 |
| 4.1 | Översiktligt undersökning | 14 |
| 4.2 | Transekt A | 15 |
| 4.3 | Transekt B | 16 |
| 4.4 | Transekt C | 16 |
| 4.4 | WP 198–199 | 16 |
| 5 | Diskussion | 18 |
| 5.1 | Överspolningssedimentets karaktäristika | 18 |
| 5.2 | Potentiella bildningsprocesser | 19 |
| 6 | Slutsatser | 20 |
| 7 | Tackord | 20 |
| | Referenser | 20 |
| | Bilaga 1 | 22 |

Sammanfattning

Anton von Vultée

von Vultée, A., 2024: Babets kvarlevor - En morfologisk och sedimentologisk undersökning av överspolningssediment vid Tobisvik, Simrishamn. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 683, 22 sid. 15 hp.

Sammanfattning: Stormfloder orsakar förhöjda vattennivåer och kraftiga vågor. Det kan leda till omfattande erosion och översvämning längs med den drabbade kusten, vilket kan utgöra ett verkligt hot mot kustnära samhällen. Som en del av riskbedömningen kan det vara intressant att studera överspolningssediment (*washover*) som deponerats under tidigare stormfloder. Men för att kunna särskilja dessa ur det sedimentära arkivet måste deras karaktäristik vara känd. I denna uppsats studerades överspolningssediment avsatt vid Tobisvik under stormen Babet, i syfte att beskriva dess särdrag och för att bättre förstå processerna som orsakat depositionen. Detta gjordes genom att avsättningens tjocklek, utbredning och sedimentologi studerades i fält och genom analys av prover tagna för kornstorleksanalys och luminiscensprofilering. Resultatet visade att avlagringen generellt bestod av massiv sand som tunnades ut inåt land. Förekomsten av musselskal minskade också inåt land. Under avlagringen återfanns växter som plattats till och lutade i riktning inåt land. Avlagringens karaktäristika skiljde sig åt mellan den norra och södra delen av undersökningsområdet, till exempel observerades lamineringar i den norra delen. Detta torde bero på att den södra delen avsatts under *inundation regime* och den norra under *wave runup regime*. Dessutom identifierades även en eventuell indikator för *inundation regime* i form av reversgradering. Resultaten är dock inte tillräckligt säkra för att kunna fastslå de olika bildningssätten och behöver kompletteras med ytterligare undersökningar.

Nyckelord: Överspolning, överspolningssediment, stormflod, Simrishamn.

Handledare: Helena Alexanderson

Ämnesinriktning: Kvärtärgeologi

Anton von Vultée, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: anton.vultee@gmail.com

Abstract

Anton von Vultée

von Vultée, A., 2024: Babet's remains - A morphological and sedimentological survey of washover at Tobisvik, Simrishamn. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 683, 22 pp. 15 hp (15 ECTS credits).

Abstract: Storm surges cause elevated water levels and strong waves. This can lead to severe erosion and flooding along the affected coast, which can pose a real threat to coastal communities. As part of the risk assessment, it may be interesting to study washover sediments deposited during previous storm surges. However, in order to distinguish these in the sedimentary archive, their characteristics must be known. In this paper, washover deposited at Tobisvik during the storm Babet, were studied in order to describe their characteristics and to better understand the processes that caused the deposition. This was done by studying the thickness, distribution and sedimentology of the deposit in the field and by analyzing samples taken for grain size analysis and luminescence profiling. The results showed that the deposit generally consisted of massive sand that thinned landwards. The occurrence of mussel shells also decreased inland. Under the deposit, plants were found that had been flattened and leaned in the direction inland. The characteristics of the deposit differed between the northern and southern parts of the study area, for example, laminations were observed in the northern part. This is probably due to the fact that the southern part was deposited under the inundation regime and the northern part under the wave runup regime. In addition, a possible indication of inundation regime in the form of inverse-grading was identified. However, the results are not sufficiently reliable to determine the different modes of formation and need to be supplemented by further investigations.

Keywords: Overwash, washover deposits, storm surge, Simrishamn.

Supervisor(s): Helena Alexanderson

Subject: Quaternary Geology

Anton von Vultée, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: anton.vultee@gmail.com

1 Introduktion

Det har nu gått ett halvt år sedan stormen Babet drog in över södra Sveriges kust och orsakade omfattande skador. Hus och vägar förstördes, hamnar raserades och sjöbodar spolades ut i havet, för att nämna några exempel. Bara i Simrishamn kommer reparationerna av de mest akuta skadorna att kosta ca 60 miljoner kronor (Hansson, 2024).

När ett kraftigt lågtryck, i samband med storm, når kusten kan det ge upphov till kraftigt förhöjda vattenstånd, ett fenomen som kallas stormflod. Det höga vattenståndet kombinerat med kraftfulla vågor kan orsaka omfattande erosion och översvämningar längs med den utsatta kusten, vilket kan innebära stora skador på infrastruktur och fara för människoliv. Trots att kustområden belägna inom 0 – 10 m över havet endast utgör två procent av landytan, levde år 2007 tio procent av världens befolkning inom detta område (McGranahan, 2007). För att utveckla ett hållbart samhälle längs med kusterna måste man ta riskerna för stormfloder i beaktande. I Sverige beräknas översvämningensrisk och extremvädersfrekvens genom statistiska analyser, vilka kräver långa mätserier med resultat som dessutom ska vara representativa för det framtida klimatet (Johansson et al., 2017). Detta utgör en utmaning eftersom de svenska vattenståndsmätningarna inte sträcker sig särskilt långt tillbaka i tiden och dessutom karaktäriseras de av ovanligt låga vattenstånd (Hallin et al., 2022). Frekvensen av stormfloder, av framför allt högre magnitud, riskerar därför att underskattas.

När ett område översvämmas under en storm deponeras ibland även stora mängder sediment ovanför kustlinjen, så kallade överspolningssediment, *washover*. Denna typ av avlagringar har studerats flitigt i många länder, men inte alls i Sverige. Studiet av överspolningssediment och dess karaktäristik kan utgöra ett underlag för att identifiera de avlagringar som avsatts under äldre stormfloder. Dessa forna avlagringar kan sedan kvantifieras och ge ett minsta värde på hur ofta översvämningar av kusten skett över en lång tid, i ideala fall sedan inlandsisen lämnade området. Detta kan utgöra ett välbehövligt komplement till mätserierna och bidra till bättre bedömningar av översvämningensrisk längs kusten (Hallin et al., 2022).

1.1 Syfte

Ett område där stormen Babet orsakade översvämning och där överspolningssediment avsattes är vid Tobisvik, Simrishamn (Wasteson, 2023; Larsson, 2024). Målet med denna studie är att, ett halvår efter stormen, besöka detta område, för att undersöka: (i) om avlagringen fortfarande finns kvar; om så är fallet, (ii) beskriva avlagringens morfologi och sedimentologi; och (iii) utreda vad det kan säga om dess bildningsprocesser.

Överspolningssediment från tidigare stormfloder kan vara svåra att särskilja då de uppvisar många likheter med andra typer av avsättningar, såsom delta- och tsunamiavlagringar (Goslin & Clemmensen, 2017). Förhoppningen är att denna studie, med en beskrivning av nutida överspolningssediment, kan användas för att identifiera äldre sådana.

1.2 Avgränsning

På grund av brist på tid och utrymme kommer fokus ligga på geologi och inte matematiska beskrivningar av den bakomliggande fysiken. Därför kommer endast de viktigaste processerna och deras konsekvenser att översiktligt beskrivas, för att förstå bildandet av överspolningssediment. Litteraturundersökningen behandlar forskning som bedöms relevant för undersökningsområdet, vilket beskrivs i 2.6 Områdesbeskrivning. Vidare är det bara överspolningssediment avsatt på land som diskuteras och undersöks i detta arbete. Överspolningssediment avsatt i vatten är också ett intressant ämne, men utreds således inte här.

2 Bakgrund

2.1 Vågor

En havsvåg kan förenklat beskrivas som en sinusfunktion. Vågens högsta punkt kallas för vågkrön och dess lägsta punkt kallas för vågdal (Fig. 1). När man mäter vågor utgår man som regel från *still water level*, vilken ligger mellan vågkrönet och vågdalen. Våghöjden (H) är höjdskillnaden mellan vågens krön och vågdal (amplitud*2), och den är proportionerlig med vågens energi. Våglängden (L) är avståndet från krön till krön. Tiden det tar för en hel våglängd att passera en viss punkt kallas för period (T). Inversen av perioden (1/T) kallas för frekvens (f) och talar om hur många vågor som passerar en punkt per tidsenhet (Bosboom & Stive, 2023).

Havsvågor uppstår då vattenytan störs, vanligen vid blåst, då energi överförs från vinden till vattenytan på grund av friktion. Gravitationen kommer då att söka utjämna denna störning, men eftersom vatten är elastiskt kommer vattenpartiklarna att skjuva mot varandra och vattenytan kommer att börja oscillera i vindens riktning. De viktigaste faktorerna för våggenerering är vindhastighet, hur länge det blåser och över hur stort område det blåser (Bosboom & Stive, 2023).

Havsvågor är orbitala vågor, vattenpartiklarna rör sig alltså i cirklar, vilket resulterar i att vågen propagerar utan att det sker någon nettotransport av vatten. Det är i stället energin som förflyttas, med minimal energiförlust. Vågrörelsen propageras även på djupet, men med avtagande energi (Jackson & Short, 2020). Vågbasen kallas det djup ned till vilket vattenpartiklarna påverkas av vågenergin; den är $\frac{1}{2}$ våglängden. Under det djupet sker nästan ingen påverkan på partiklarna. Vågens hastighet (c) beror på våglängden och vågperioden enligt formeln $c = L/T$ (Bosboom & Stive, 2023).

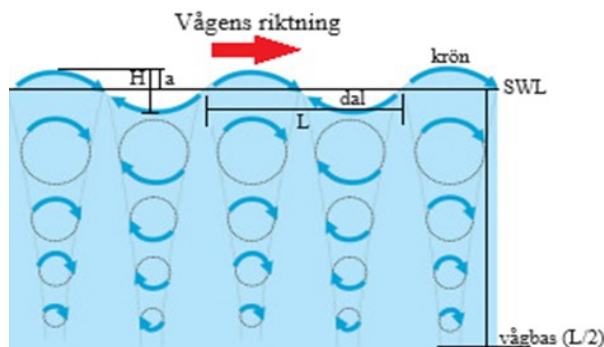


Fig. 1. Orbitala vågors anatomi: H = våghöjd, a = amplitud, L = våglängd, SWL = still water level. Vågbasen är cirka L/2. Modifierad från Jackson & Short (2020).

2.2 Kustdynamik

Vågor genereras främst i havszonen (Fig. 2) – vilket är det område där vattendjupet är större än vågbasen – och kallas då för djupvattenvågor. Denna typ av vågors hastighet beror endast på perioden (T). Det innebär i förlängningen att vågor med lång våglängd rör sig snabbare än de med kort (Bosboom & Stive, 2023). Vågen utsätts inte för någon friktion och förlorar därför mycket lite energi. Detta gör att vågen kan färdas långa sträckor utan några större förändringar i utseende. Detta gäller dock främst långa vågor; vågor med högre frekvens dämpas nämligen snabbare (Jackson & Short, 2020).

En våg som rör sig från havszonen in mot stranden kommer första passera uppgrundningszonen, följt av det yttre strandområdet, bestående av bränningszonen och surfzonen, och sist svallzonen.

När en våg närmar sig allt grundare vatten når den först uppgrundningszonen, följt av bränningszonen och därefter surfzonen, vilka tillsammans utgör det yttre strandområdet. I uppgrundningszonen är vattendjupet mindre än halva våglängden (Fig. 2), vilket innebär att vågen nu påverkas av havsbotten. Dessa vågor kallas för *transitional waves*. På grund av friktion mot havsbotten bromsas vågen samtidigt som våglängden minskar. När vågen saktar ned kommer vågorna bakom att hinna i kapp och vågorna kommer närmre varandra, vilket kallas för *shoaling* (Bosboom & Stive, 2023). Eftersom vågorna kommer närmre varandra och energin per våglängd till största del konserveras, koncentreras energin (Jackson & Short, 2020). Detta kan liknas vid att vågorna pressas ihop, vilket leder till att våghöjden ökar och våglängden minskar. Förhållandet mellan våghöjd och våglängd kallas *wave steepness* (H/L) (Bosboom & Stive, 2023). I bränningszonen börjar de första vågorna brytas och väl i surfzonen bryts majoriteten av vågorna (Andréasson, 2015).

När vattendjupet är mindre än $1/20 L$ kallas vågorna i stället för grundvattenvågor. Partikelrörelsen i dessa vågor störs av strandbotten, vilket leder till att

orbitalen ”plattas ut” (Fig. 2) och blir ellipsformad (Bosboom & Stive, 2023). Vågen rör upp sediment och vågrörelsen gör så att sedimenten transporteras mot stranden i vågkrönet och bort från stranden i vågdalen. Det är högre energi i krönet, vilket gör att större partiklar kan transporteras där än i vågdalen som har lägre energi och som då transporterar finare partiklar. Generellt transporteras alltså grövre partiklar mot stranden och finare ut i havet (Nyberg et al., 2020).

Vågens *steepness* ökar successivt då vågen rör sig genom bränningszonen tills att våghöjden är större än $1/7$ av våglängden ($H/L < 1/7$) och vågen bryts. Detta beror på att vattenpartiklarna vid vågbasen bromsas mer än partiklarna vid ytan, vilket leder till att vattenytan kollapsar. Det är främst genom brytning som vågens energi försvinner. Området där majoriteten av vågorna bryts kallas för surfzonen. Hur vågor bryts beror på strandens gradient: Ju lägre gradient, desto längre sträcka påverkas vågen av friktion, som gör att vågens energi avtar. Vid en hög gradient bryts vågen nästintill direkt mot strandkanten och reflekteras då till stor del tillbaka ut i havet (Jackson & Short, 2020).

Svallzonen är det område inom vilket vågen spolars upp vid strandkanten. När vågen kommer in mot strandkanter är den energirik, turbulent och för med sig mycket material. Tillbakasvallet, när vattnet från vågen vänder och rinner tillbaka till havet, har betydligt lägre energi och då eroderas sand från stranden och transporteras via bottentransport. Vattenlinjen går vid strandhaket och utgör övergången mellan svallzonen och strandplanet (Andréasson, 2015). Strandplanet är den del av stranden som är vanligtvis är ovanför vatten, förutom vid särskilt höga vattenstånd till exempel under storm. Strandens slutar vid dess höjdrön, vilken har bildats under högre vattennivåer.

Vågorna påverkar generellt stränderna på olika sätt beroende på årstid. På sommarhalvåret karaktäriseras kustzonen av en låg vågaktivitet där svallningen dominerar, vilket leder till en ackumulation av sediment i det inre strandområdet och en brantare gradient. Vinterhalvåret karaktäriseras däremot av hög vågaktivitet

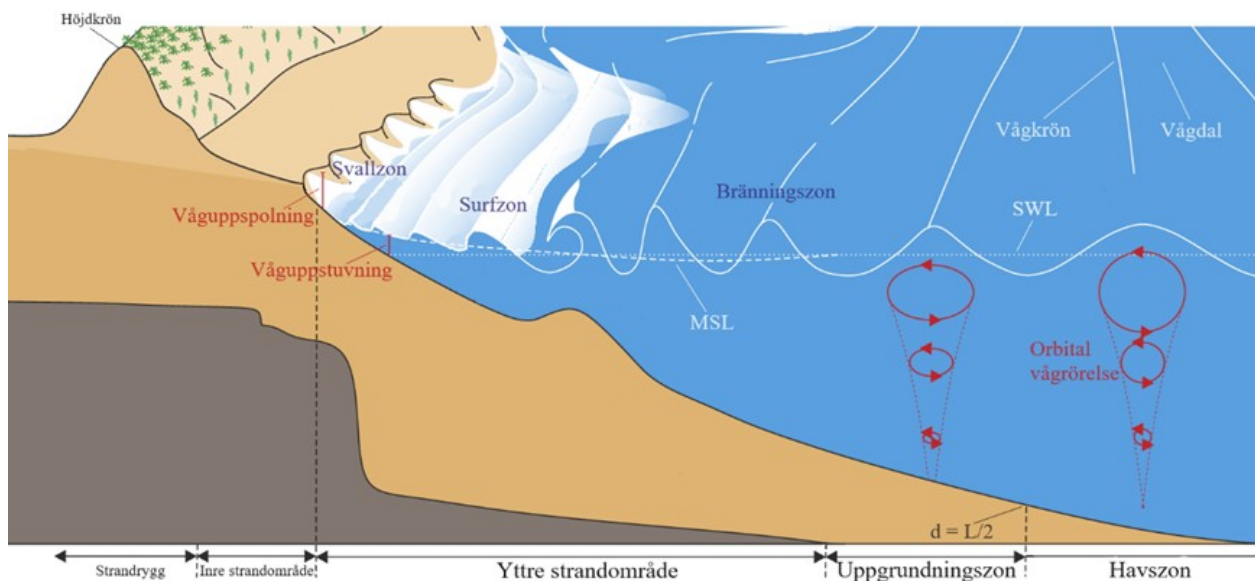


Fig. 2. Schematisk bild över kustens olika partier. En våg som rör sig från havszonen in mot stranden kommer första passera uppgrundningszonen, följt av det yttre strandområdet, bestående av bränningszonen och surfzonen, och sist svallzonen. d = vattendjup, L = våglängd. Modifierad från Castle & Masselink (2023).

och stormar. Detta gör att tillbakasvallet dominerar och sediment eroderas från inre stranden och transporteras ut mot yttre stranden, där det bildas parallella revlar. Stranden får då en mindre brant gradient (Bosboom & Stive, 2023).

2.3 Stormfloder och överspolning

Det finns många potentiella orsaker till förhöjda havsnivåer (Fig. 3) och dessa beror på en kombination av väder, i form av vindar och lågtryck, i samverkan med regionala och lokala förhållanden (Johansson et al., 2017). I Östersjön är det framför allt fyra fenomen som bidrar till de förhöjda vattenstånd under stormflod: vindfyllning, vattenpendling, lågt lufttryck och vinduppstuvning (Hallin et al., 2022).

Vattennivån höjs ytterligare då vågorna interagerar med stranden. Detta genom två fenomen som kallas för våguppstuvning och våguppspolning (Hallin et al., 2022). Våguppstuvning sker då vågorna bryter mot stranden vilket resulterar i en höjning av vattennivån. Våguppspolning är den extra sträckan vattenlinjen rör sig på grund av att vågor kraschar mot stranden. Hur högt vågen tar sig beror på våghöjd, våglängd och strandgradient. Vid låga gradienter dominerar våguppstuvning, vid brantare är våguppspolningen mer markant, vilken sker i pulser; våguppstuvningen är mer konstant (Johansson et al., 2017).

Överspolning, *overwash*, sker då sedimentblandat havsvatten – under stormflod – tar sig över den övre strandens höjdrön, utan att tillbakasvallas. De faktorer som avgör om detta sker är stormflodsnivån inklusive våguppstuvningen, våguppspolningen och dynkrönets höjd (Fig. 4). Överspolning kan delas in i två olika regimer: *runup overwash* och *inundation overwash* (Donnelly et al., 2006). Dessa regimer är egentligen beskrivna för barriärer, men kan i vissa fall vara tillämpliga på stränder på fastlandet.

Under *runup overwash* är stormflodsnivån lägre än höjdrönet, men stormflodsnivån och våguppspolningen når tillsammans över krönet. Då är det alltså huvudsakligen vid våguppspolningen som överspolningen sker, vilket vanligen är fallet vid lättare stormar. Regi-

men kan delas in i två klasser: *crest accumulation*, och *crest lowering*, (Donnelly et al., 2006).

- *Crest accumulation* sker då den totala höjden av stormens vågor når en höjd som är ungefär i höjd med dynens krön. Det innebär att det är få vågor som tar sig över krönet, varvid sediment avsätts ovanpå krönet. Byggs krönet på tillräckligt mycket når vattnet inte över längre och överspolningen upphör (Donnelly et al., 2006).
- *Crest lowering* sker när vattnets totala höjd är högre än dynen, men stormflodsnivån fortfarande ligger under dynkrönet. Då kommer majoriteten av vågorna att ta sig över krönet och erodera krönet. Väl över krönet kommer vattnet att sprida ut sig över dynens baksida. Vattnet kommer då att utsättas för en större yta av friktion, samtidigt som det perkoleras ned i sanden. Energin minskar och sediment avsätts i en konform. Sedimenten avsätts innan vattnet har förlorat all sin energi och är således vattnets minsta uppspolningssträcka (Donnelly et al., 2006).

Under *inundation overwash* är dynen helt översvämmad, det vill säga stormflodsnivån ligger ovanför dynhöjden. Detta sker som utgångspunkt när dynerna är låga. Även denna regim kan delas in två klasser: *minor inundation*, och *complete inundation* (Donnelly et al., 2006).

- *Minor inundation* sker då stormflodsnivån är i nivå med dynkrönet. Dynkrönet är alltså ständigt översvämmat, men i fallet av en barriärö kommer vattnet inte ha tillräckligt med energi för att ta sig till viken bakom barriären. Eftersom dyntopografien ofta varierar finns det även delar av dynen som är högre än stormflodsnivån, vilket leder till att denna typ av överspolningssediment kommer uppvisa likheter med *runup overwash* (Donnelly et al., 2006).
- *Complete inundation* sker när hela dynsystemet översvämmas, och vid fallet av en barriärö flödar vattnet ner i den bakomliggande viken (Donnelly et al., 2006).

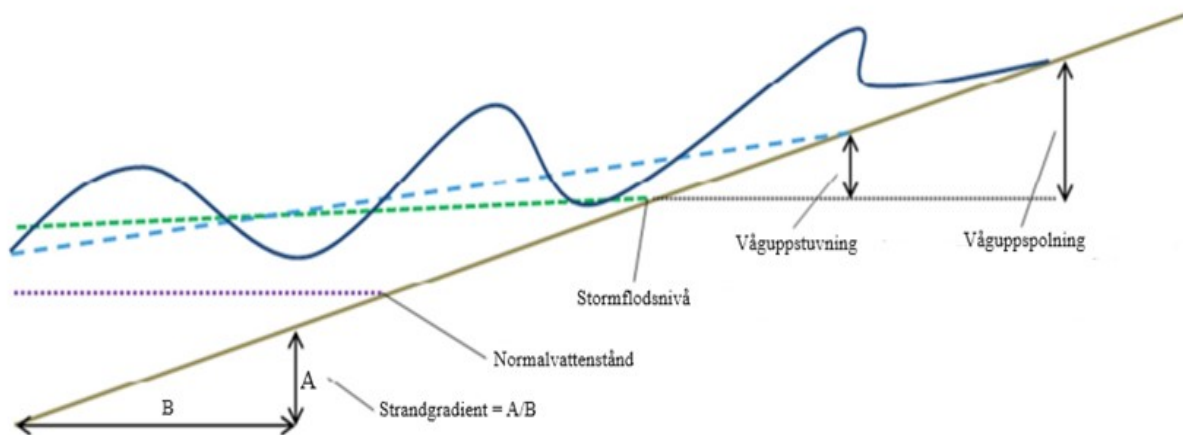


Fig. 3. Schematisk bild över hur vattennivån förändras under stormflod. Stormflodsnivån innefattar en mängd fenomen, som i Sverige främst består av vindfyllning, vattenpendling, lågt lufttryck och vinduppstuvning. Modifierad från SMHI (2023).

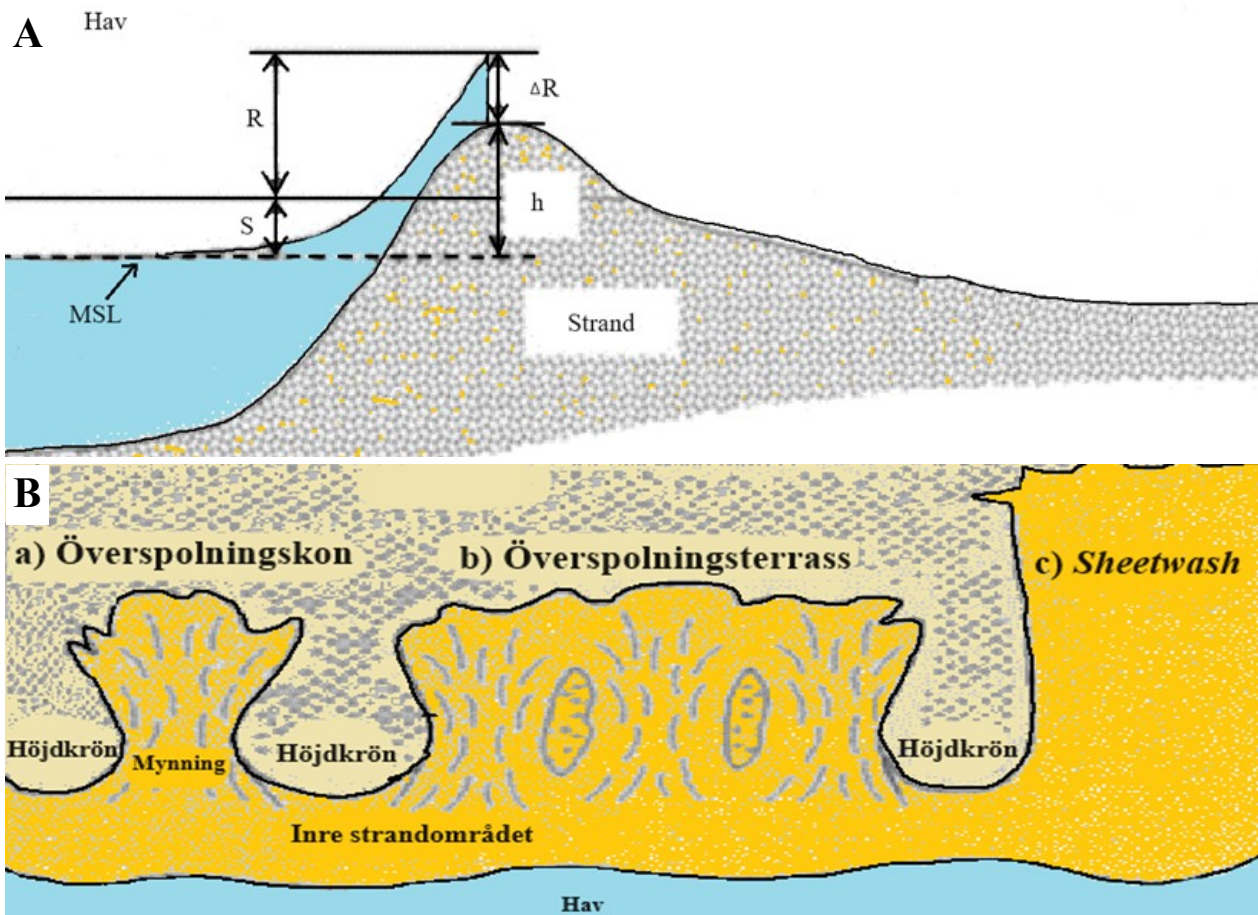


Fig. 4. (A) Schematisk bild över överspolning. MSL = havsytans medelnivå, S = stormflodsnivån inklusive våguppstuvning, h = krönets höjd, deltaR = med vilken höjd, över krönet (h), som vågorna spolat. Modifierad från Donnelly et al. (2006). (B) Schematisk bild över överspolningssedimentets olika former. Modifierad från Donnelly et al. (2006).

2.4 Överspolningssediment

Överspolningssediment, *washover*, är en avlagring som avsatts vid överspolning, på landsidan av den inre strandens höjdrön. Höjdrönet kan till exempel utgöras av flygsanddyner, erosionshak eller strandvallar som skapats under en period med högre vattennivåer. Denna typ av avlagring kan ha olika utseende beroende på vilken regim den har bildats under. Avlagringen består av det material som vågorna har eroderat från stranden och beror således på strandens sammansättning. Materialet utgörs i regel av sand, men i unika fall även grus (Chaumillon et al., 2017). Vid *runup overwash*, när vattenflödet är begränsat till en mynning (Fig. 4), det vill säga ett lågparti i höjdrönet som vattnet kan ta sig igenom, avsätts lobformade sandavlagringar, så kallade överspolningskoner, *washover fans* (Fig. 4). Dessa kan avsättas med mer eller mindre täta mellanrum och om de sitter ihop kallas de för överspolningsterrasser, *washover terraces*. Vid *minor inundation* kan överspolningskoner och terrasser också bildas, men uppvisar då oftast eroderade kanaler i sin mynning på grund av det konstanta flödet över dynkrönet. Under *complete inundation* kallas avsättningen som bildas *sheetwash*, vilken karaktäriseras av att den draperar ett stort område med sediment (Goslin & Clemmensen, 2017).

Trots att överspolningssediment kan uppvisa olika utseende och storlek, uppvisar de ofta liknande sedimentologiska strukturer (Fig. 5). Generellt sett minskar

kar avsättningarnas tjocklek och kornstorlek mot land och ut mot dess kanter. Detta eftersom vattnets hastighet minskar i takt med att det transporteras längre bort från krönet. Gränsen mellan avsättningen och underlaget, framför allt vid krönet där vattenflödet är som högst, är ofta erosiv och ojämn. Det finare sedimentet och växtdeklar från marken kan slitas upp och bearbetas in i överspolningssediment, i så kallade *rip-up clasts*. En undre erosionsyta och *rip-up clasts* är typiskt för sedimentet som avsatts under *inundation overwash* (Moskalewicz et al., 2020). Det är inte bara dynmaterialet som kan eroderas, utan även överspolningssedimentet som avsatts under stormens tidigare skeden (Goslin & Clemmensen, 2017). Avlagringar som avsatts under *inundation overwash* är vanligen massiva, vilket skiljer sig från avlagringar som avsatts under *runup overwash* som typiskt innehåller horisontella, eller svagt mot land lutande, lamineringar (Moskalewicz et al., 2020). Lamineringarna syns framför allt vid överspolningssedimentets mynning (Fig. 4) som mörka lager med högre koncentration tungmineral. Dessa anrikas nämligen i de högre flödena som uppstår i mynningen. Korslaminering har också observerats, vilket tyder på rippelbildning (Chaumillon et al., 2017).

Avlagringarna kan också uppvisa vertikala variationer i kornstorlek. Vanligast är en normalgradering (Chaumillon et al., 2017), vilket innebär att kornstorleken minskar uppåt och ofta består då den nedre delen

av grus eller skalrik lagg (Goslin & Clemmensen, 2017). Dock har det även observerats att kornstorleken ökar uppåt, en reversgradering. Då består de fina kornen i botten ofta av tungmineral. Detta fenomen förekommer framför allt närmast dynkrönet (Goslin & Clemmensen, 2017). Reaktiveringsytor förekommer ofta i överspolningskoner som bildas under *runup overwash*, eftersom sanden avsätts i pulser i samband med vågorna (Chaumillon et al., 2017).

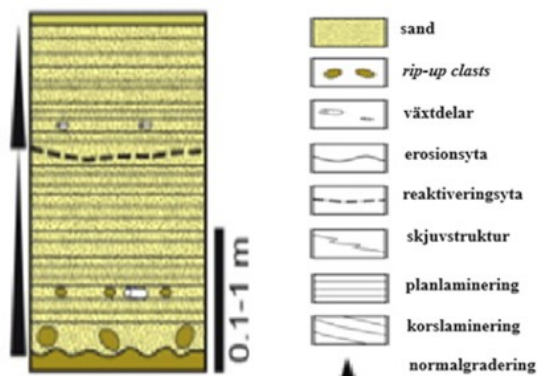


Fig. 5. Idealiserad bild av lagerföljden i en överspolningskon. Modifierad från Chaumillon et al. (2017).

Bevaringspotentialen hos denna typ av avlagring är oftast låg, vilket kan utgöra ett problem vid studiet av äldre avlagringar. De kan nämligen ha blivit utsatta för omarbetning av vindar och senare översvämningar. Mänsklig påverkan och bioturbation riskerar också att suddas ut och göra avlagringarna mer svåridentifierade. Avsätts överspolningssediment i mer skyddade miljöer – som kärr – har de större chans att konserveras. Deras bevarande gynnas av en snabb avsättning och en stor mäktighet (Goslin & Clemmensen, 2017).

2.5 Optisk stimulerad luminiscens – OSL

OSL är en metod som används för att undersöka hur länge ett sediment har varit begravt. Metoden bygger på att det sker naturligt sönderfall från spårämnen i mineral i sediment. Detta sönderfall avger strålning som vissa mineral – till exempel kvarts och fältspat – kan lagra i sin kristallstruktur, i så kallade *electron traps*. Den lagrade energin ökar så länge mineralet är begravt. Om mineralet sedan utsätts för ljus kommer den lagrade energin avges som luminiscens (Fig. 6). Den avgivna luminiscensens styrka är ett mått på hur länge mineralet har varit begravt, mängden bakgrundsstrålning och mineralets egenskaper. I de flesta fall utsätts sediment för solljus i samband med att det avsätts, vilket innebär att den lagrade energin avges och den daterbara klockan nollställs. Ibland exponeras inte avsättningen för ljus vid transport och avsättningen innehåller då lagrade energi från tidigare begravning, vilket kan ge en felaktig uppfattning om dess ålder (Lian & Roberts, 2006). Till exempel har en avlagring från en tsunami uppvisat en inverterad luminiscens på djupet, vilket tolkats som att mineralen blivit ofullständigt nollställda vid omlagringen (Bishop et al., 2006).

Luminiscensprofilering är en relativ dateringsmetod och talar bara om vilka av ett antal prover som varit begravda längst (Sanderson & Murphy, 2010).

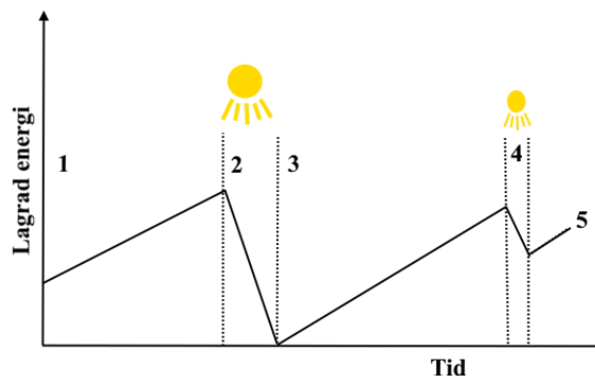


Fig. 6. Schematiskt bild över hur den lagrade energin i en kristall byggs upp och avges. (1) Den lagrade energin byggs upp för att sedan i (2) eroderas och transporteras. Då exponeras kristallen för solljus, den lagrade energin avges som luminiscens och kristallen nollställs. I (3) så har sedimentet deponerats och sedan begravits vilket gör att den lagrade energin byggs upp igen. Vid (4) exponeras kristallen för ljus igen, men den här gången hinner inte all den lagrade energin avges förrän kristallen begravs igen. Kristallen har vid det här laget blivit ofullständigt nollställd. Vid (5) provtas kristallen.

2.6 Områdesbeskrivning

Undersökningsområdet Tobisvik ligger i sydöstra Skåne, strax norr om Simrishamn (Fig. 7). Området är beläget i Hanöbukten, på Östersjöns västra strand. Tobisviks strand har tidigare exploaterats på sand, vilket orsakat kraftig erosion av stranden (Erlingsson & Mårtensson, 1983). Området används idag i rekreativ syfte, som strövområde och badstrand. Intill området finns ett utomhusbad och en camping.

Den ytligaste berggrunden består av skiffer från Alunskifferformationen, sandsten från Hardebergformationen och diabasgångar som löper i nordvästlig – sydostlig riktning (SGU, u.å.a). Vid stranden består de lösa avlagringarna av kvartsrik och grovkornig postglacial sand (Erlingsson & Mårtensson, 1983). Inåt land återfinns svämsediment som avsatts av Tommarpsån. Nordväst om undersökningsområdet består jorden av sandig morän, väster om området moränlera med fläckar av glacial lera – finsand. Sydväst om området dominerar moränfinlera (SGU, u.å.b). Högsta kustlinjen i området ligger + 21 m över havsytan (Erlingsson & Mårtensson, 1983).

2.7 Stormen Babet

Den 20–21 oktober drog stormen Babet in över södra Sverige från de brittiska öarna. Stormen inträffade när Östersjön redan hade förhöjda vattennivåer på grund av ett tidigare lågtryck. Det blåste ostliga och nordostliga vindar, med medelvindhastighet 25,6 m/s på Hanö, Blekinge. Vindarna gjorde att vattnet i Östersjön samlades i Öresund. Mätstationen utanför Simrishamn uppvisade en havsnivåhöjning på 126 cm (Fig. 7), vilket var den högsta nivån sedan stationen inrättades 1982. De ostliga vindarna gav en lång stryk-längd, vilken som längst kunde varit 415 km om det blåst rakt österifrån, enligt Google Earth Pro. Detta gjorde att vågorna kunde växa sig särskilt stora. Vid Knolls grund, Gotland, uppmättes den signifikanta våghöjden till 2,9 m (SMHI, 2023).

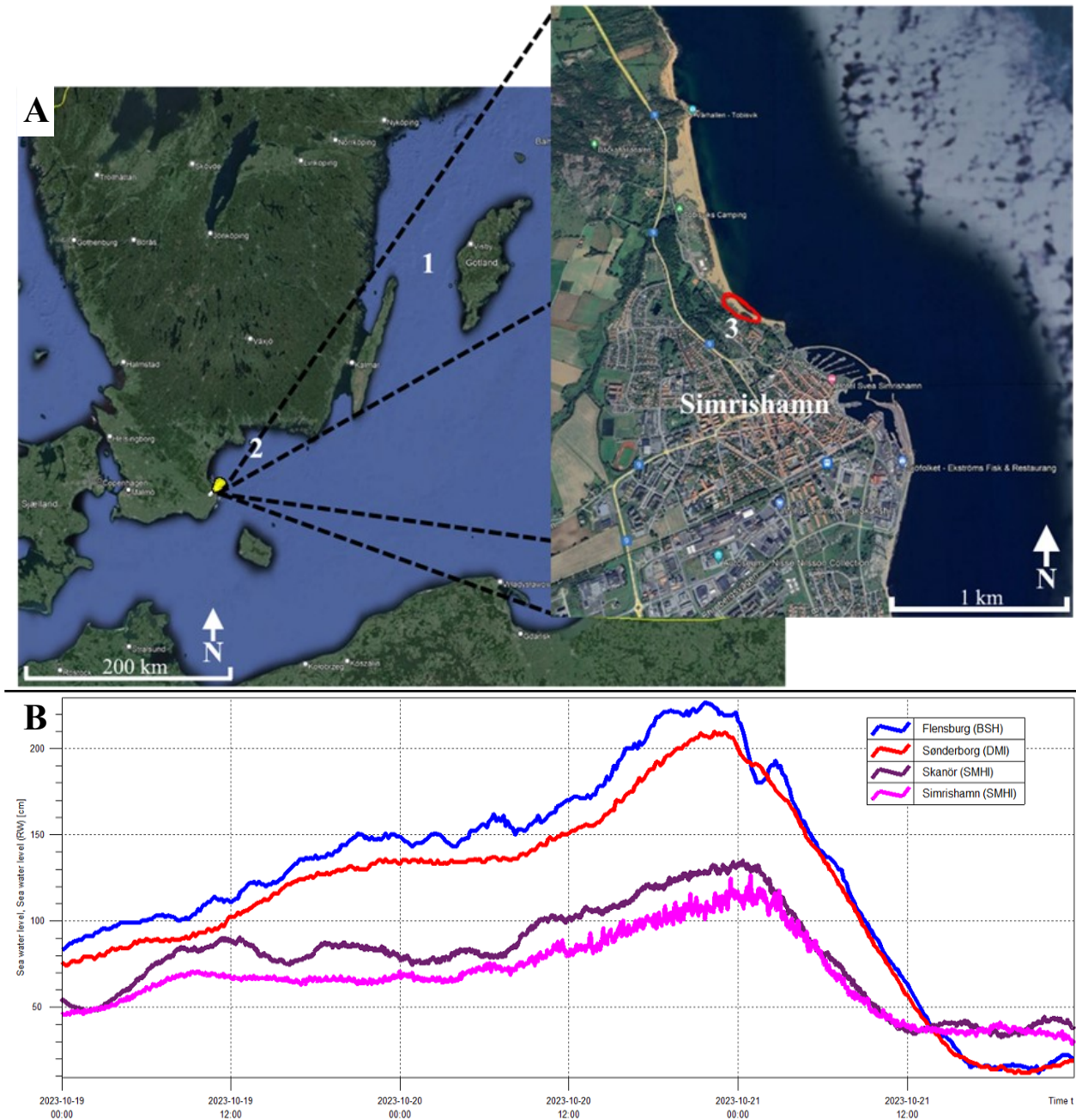


Fig. 7. (A) Karta som visar undersökningsområdets (markerat i rött) läge i förhållande till övriga, i texten, nämnda platser. 1 = Knolls grund, 2 = Hanö, 3 = Tommarpsån. (B) Förändringen av havsnivån under stormen Babet. Serien i rosa är mätt utanför Simrishamn. Hämtad från SMHI (2023).

3 Metod

3.1 Förarbete

Så som framgått i föregående kapitel består uppsatsen delvis av en litteraturstudie med syfte att ge en introduktion till vad överspolnings sediment är, vilka processer som kan ge upphov till det och vilka undersökningsmetoder som är lämpliga för att undersöka sådana avsättningar. Litteraturstudien baserades främst på översiktsartiklar (Hallin et al., 2022; Goslin & Clemensen, 2017; Chaumillon et al., 2017).

Strandens morfologi undersöktes i ArcGIS Pro med hjälp av Lantmäteriets Markhöjdmodell grid 1+ (Lantmäteriet, 2023) som har en upplösning på 1 m. Det är ett raster som har skapats utifrån lasermätningar

av markytan, så kallad LiDAR. I ArcGIS Pro konturerades markhöjden mellan 0–5 m med färg för att inspektera strandplanets topografi.

Markhöjdmodellen kombinerades sedan med ett raster (demoversion) från SGI, som visar höjdskillnaden mellan Lantmäteriets Markhöjdmodell grid 1+ från 2019 och 2023, några år före och direkt efter stormen. Detta för att få en uppfattning om var erosion respektive deposition skett, i syfte att hitta ett lämpligt undersökningsområde, där omfattande deposition på land skett.

3.2 Fälthärbete

Fälthärbetet utfördes den 2 maj 2024, ungefär 6 månader efter stormen Babet. Först undersöktes området i syfte att hitta de mest optimala platserna för att under-

söka avsättningen – platser som verkade opåverkade av omarbetning. Tre intressanta områden identifierades, vilka undersöktes längs med tre transekter vinkelrätt mot stranden, Transekt A – C. I samtliga provpunkter undersöktes avlagringens tjocklek. Detta gjordes genom att gropar grävdes till det att den gamla markytan påträffades. Därefter mättes avståndet från den gamla till den nuvarande markytan. Transekt A lades i ett område som verkade ostört, vilket gjorde det särskilt lämpligt för att undersöka vertikala variationer i kornstorlek. Läget för Transekt B valdes då den gick genom en topografisk lågpunkt i krönet och där överspolningssediment verkade ha nått maximal penetration; dessutom gav det möjlighet att undersöka överspolningssediment som avsatts vid ån. Transekt C lades genom ett parti där avsättningen var distinkt och med tydliga kanter, för att kunna kartlägga dess utbredning. Utöver dessa transekter identifierades och undersöktes två intressanta provtagningspunkter, WP 198 + 199. Hela området med provtagningspunkter visas i Fig. 8.

Totalt togs 22 luminiscensprover och 12 kornstorleksprover. Proven för luminiscensprofilering togs genom att metallrör trycktes in i de utgrävda skärningarna. Metallrören drogs sedan försiktigt ut, borstades av och förpackades i aluminiumfolie för att bevara innehållet samt skydda mot solljus. Proven förvarades slutligen i en opak plastficka tills de analyserades. Kornstorleksproven, om cirka 600 g, togs ur de utgrävda skärningarna med murslev och överfördes till zip-påsar.

3.3 Laboratoriearbete

Luminiscensprofileringen utfördes i Lunds Luminiscenslaboratorium. Utrustningen som användes var en SUERC OSL-läsare och mätprotokollet CW Proxies följdes. Utifrån mätresultatet beräknades nettosignal och *depletion ratio* (DR) vid stimulering av infrarött ljus (IR) och blått ljus (OSL), samt IR/OSL ratio enligt Alexanderson (2024). Luminiscens- eller nettosignalen redovisas som antalet uppmätta fotoner, *counts*, och är ett mått på materialets egenskaper samt begravningsålder. Signalen vid IR orsakas främst av fältspat och OSL av kvarts. Värdena på DR beror på materialets egenskaper och IR/OSL ratio beror på sedimentets mineralogi (Alexanderson, 2024).

Kornstorleksanalys utfördes enligt Delteus & Kristiansson (2000), i Geologiska institutionen i Lunds sedimentlaboratorium. Utrustningen som användes var en vibrationsskak av modellen "Retsch AS 200 basic" och en våg av modellen "Sartorius Entris" (Id: 930736). Proverna torkades över en helg, men tvättades inte, då sanden bedömdes som ren, välsorterad och grovkornig. Proverna siktades sedan genom en siktserie med siktstorlekarna 8000, 5600, 4000, 2800, 2000, 1400, 1000, 710, 500, 355, 250, 180, 125, 90 och 63 µm i 15 minuter. De olika fraktionerna vägdes och vikten infördes i programmet GRADISTAT v.8.0 (Blott & Pye, 2001). Samtliga resultat från kornstorleksanalysen redovisas i phi Φ enligt Folk & Ward (1957) grafisk metod.



Fig. 8. Karta som visar det undersökta området och provpunkterna WP 189–199 samt transekterna A-C.

4 Resultat

4.1 Översiktlig undersökning

Utifrån höjdskillnadsmodellen från SGI identifierades ett långt stråk som uppvisar ökad markhöjd, mellan 2019 och 2023, längs med stranden (Bilaga 1). Stråket är som bredast i söder och smalnar successivt av mot norr. Detta bedöms vara ett område med ackumulation av sediment, vilket i detta fall motsvarar överspolningssediment. Markhöjdsmodellen från 2023

(Fig. 9) visar att variationen i krönets höjd är liten, mellan 2,7 – 3,5 m. Själva dynvallens bredd är som smalast i mitten av undersökningsområdet, vid WP 191, och blir bredare framför allt mot norr.

Under fältarbetet konstaterades det att överspolningssediment täcker stora delar av området, inte minst i söder där den draperar ett cirka 240 m brett område, ända ner till Tommarpsån, där avståndet mellan havet och ån är cirka 60 m. Dock var den mänskliga påverkan stor i den södra delen, då stora mängder

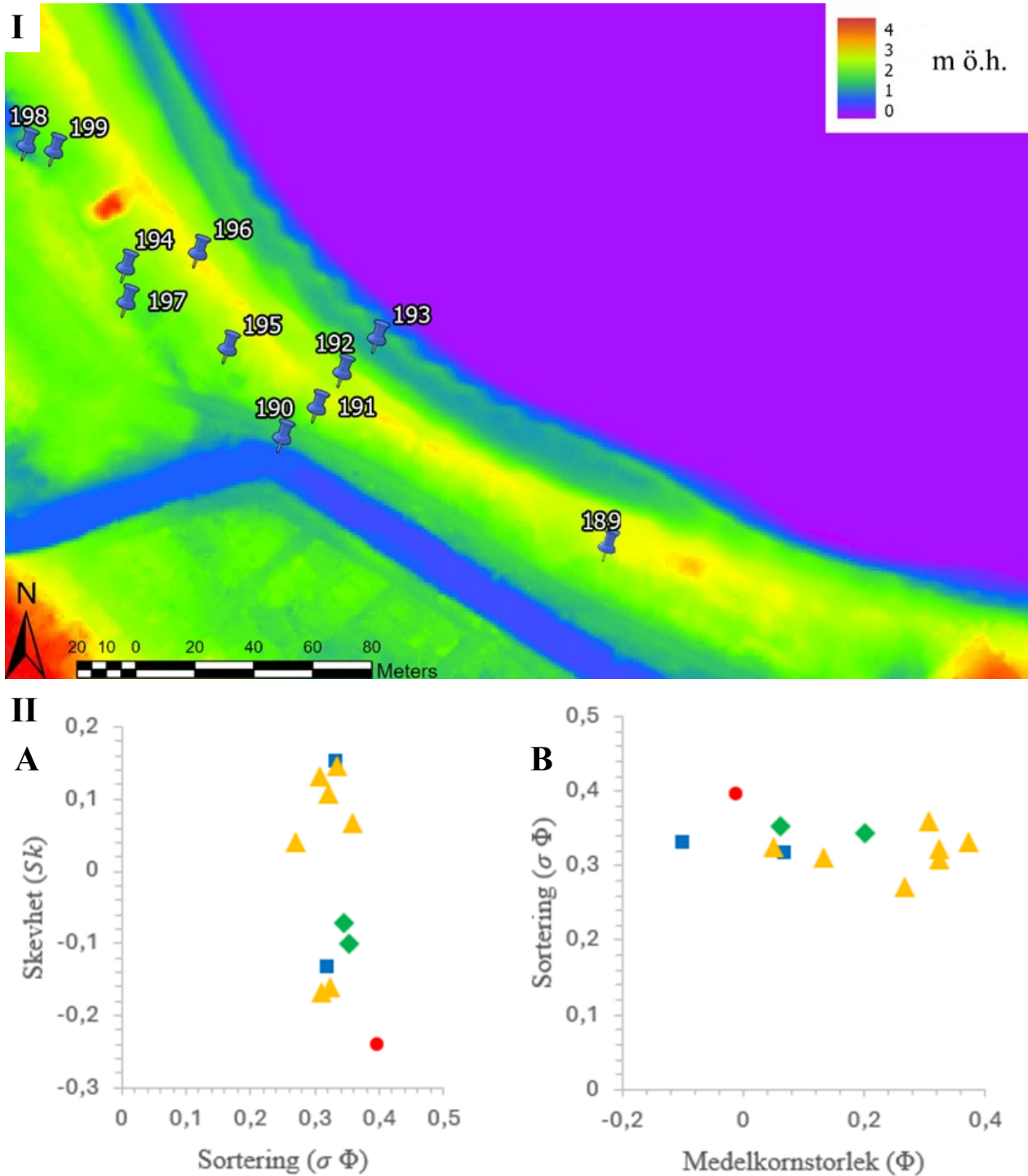


Fig. 9. (I) Topografisk karta över området. Skapad i ArcGIS Pro, baserad på Lantmäteriet (2023). (II) Analys av samtliga kornstorleksprovers. (A) Jämförelse mellan skevhet och sorteringsgrad. (B) Jämförelse mellan sorteringsgrad och medelkornstorlek.

av avsättningen skyfflats bort från den asfalterade gångvägen, som går mellan dynvallen och ån. Sanden har därefter dumpats i högar längs med vägen. I norr har överspolningssedimenten avsatts med större mellanrum och med tydlig konform. Längst ut i norra delen av undersökningsområdet blev överspolningssedimenten svårare att urskilja, delvis på grund av att området bestod av mindre växtlighet.

Strandplanet bestod av grov sand som var massiv och rik på musselskal, men med lite växtdelar. Analys av ett kornstorleksprov taget från strandplanet visade att dess medelkornstorlek var $-0,01 \Phi$. Sanden var väl-sorterad (0,40), skevheten (-0,24) och kurtosis (0,93) gav en svag förskjutning mot finkornig och mesokurtisk fördelning. Jämförelse mellan strandplanets och resterande kornstorleksanalyser presenteras i Fig 9.

4.2 Transekt A

Transekt A (WP189) är den sydligaste av de tre Transekterna (Fig. 8). Transekten börjar 15 m innanför höjdrönet och sträcker sig 1,5 m från nordöst-sydväst. Den lades i ett litet område skyddat av träd och buskar,

som fortfarande hade en slät markyta sedan sanden avsattes. Avsättningens tjocklek mättes i Transektens båda ändar. I den sydöstra änden (WP189), närmast havet, var tjockleken 30 cm och i den nordväst var tjockleken 26 cm, vilket motsvarar en minskning på 2,7 cm / 100 cm. Avsättningen bestod av massiv sand och saknade således lagring och laminering (Fig. 10). Botten innehöll musselskal och växtdelar till skillnad från den övre delen som var fri från organiskt material.

Det togs tre luminiscensprover vardera i Transektens ändar och i den sydöstra änden togs även två kornstorleksprover, en i botten av avlagringen och en högre upp (Fig. 10). Det undre kornstorleksprovet bestod av grovkornig sand med medelkornstorleken $0,07 \Phi$. Sanden var väl-sorterad (0,33), skevheten (0,15) och kurtosis (0,99) visar på en svagt mot grovkornigt förskjutet och mesokurtisk fördelning. Det övre provet bestod av grovkornig sand med medelkornstorleken $-0,10 \Phi$. Sanden var väl-sorterad (0,32), skevheten (-0,13) och kurtosis (0,79) visar på en svag förskjutning mot finkornig och platykurtisk fördelning.

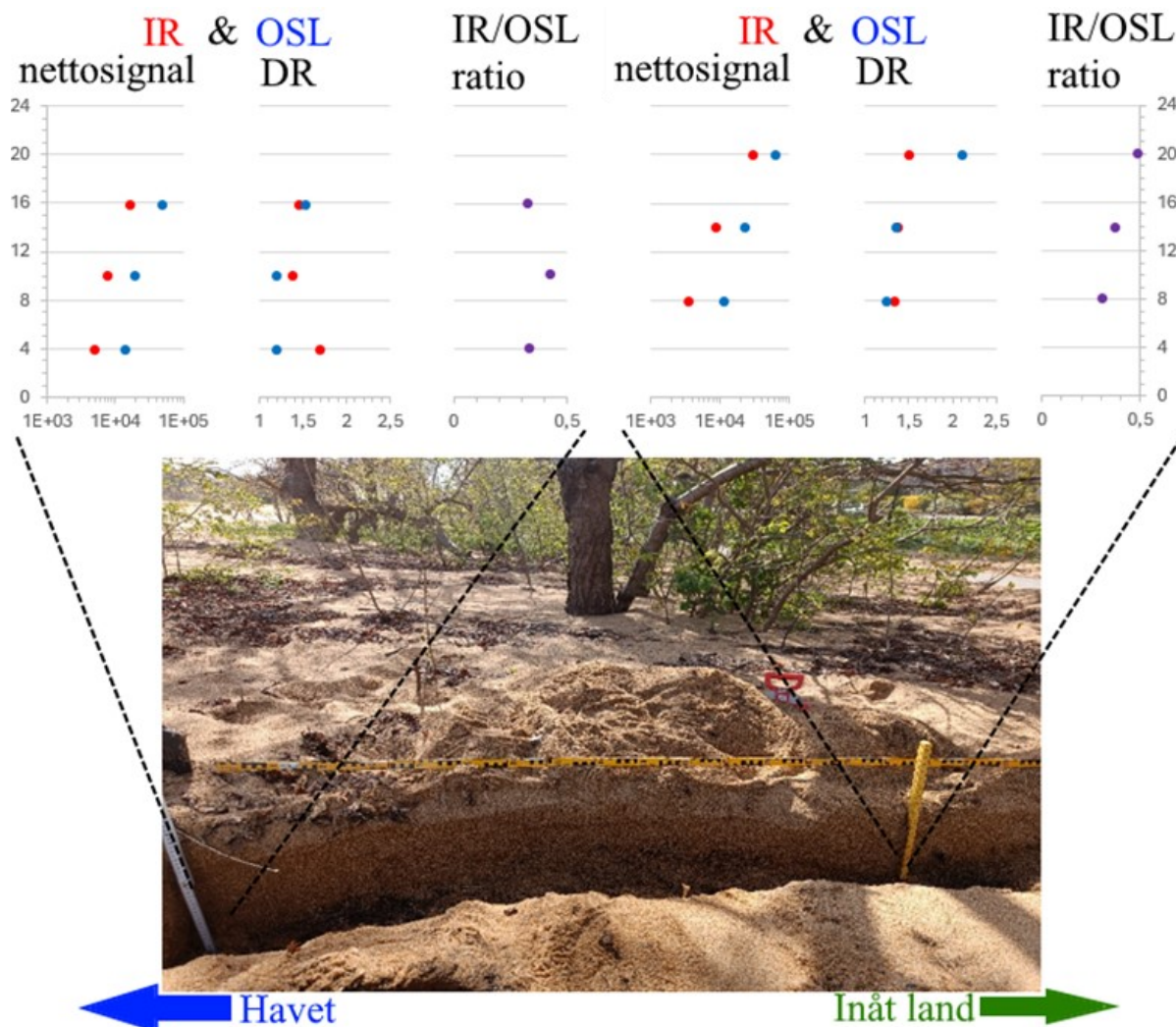


Fig. 10. Resultat från luminiscensprofilering längs Transekt A, vid 0 respektive 1,5 m. För diagrammen utgör y-axeln provtagningshöjden (cm), för IR & OSL nettosignal utgör x-axeln antalet uppmätta fotoner. För depletion rate (DR) och IR/OSL utgör x-axeln ett förhållande.

4.3 Transekt B

Transekt B (WP 190–192) är den mittersta av de tre Transekterna (Fig. 8) och den sträcker sig 33,5 m i nordöst-sydvästlig riktning, från höjdrönet (WP 192) till dess inre kant (WP 190). Avsättningen undersöktes i tre punkter längs med Transekten: i krönet vid 0 m (WP 192), i mitten vid 15 m (WP 191) och vid dess slut vid 33,5 m (WP 190). Markytan kring transekten, framför allt mellan WP 191 och 192, var täckt av fotspår. Krönet utgjorde en topografisk lågpunkt och där kunde avsättningen inte urskiljas och således ej mätas. I mitten av Transekten bestod avsättningen av en 26 cm massiv sand och i botten syntes överspolade växter som lutade i riktning bort från havet. Sanden innehöll även växtdelar och musselskal. Avsättningens inre kant slutade vid ån och bestod där av 20 cm tjock massiv sand som rasade ner mot ån. Även här observerades överspolade växter i botten och överspolningssedimenten innehöll växtdelar men ej musselskal.

Tre luminiscensprover och ett kornstorleksprov togs i vardera WP 190 & 191 (Fig 11). Kornstorleksproverna togs cirka 10 cm ovan den gamla markytan. Provet taget vid WP 191 bestod av grovkornig sand med medelkornstorlek 0,20 Φ . Sanden var väl sorterad (0,35), skevheten (-0,07) och kurtosis (1,32), gav en symmetrisk och leptokurtisk fördelning. Provet taget vid WP 190 bestod av grovkornig sand med medelkornstorlek 0,06 Φ . Sanden var väl sorterad (0,35), skevheten (-0,10) och kurtosis (0,87) gav en svag förskjutning mot finkornig och mesokurtisk fördelning.

4.4 Transekt C

Transekt C, den nordligaste av Transekterna (Fig. 8), lades rakt igenom vad som utgjorde en tydligt avgränsad överspolningskon. Transekten och överspolningssedimenten sträckte sig 30 m i nordöst-sydvästlig riktning, från höjdrönet (WP 196) till dess inre kant (WP 197). Överspolningskonens utbredning uppmättes med GPS och avsättningen undersöktes var femte m längs med Transekten (Fig. 12). Samtliga undersökningspunkter bestod av massiv sand, med överspolade, tillplattade växtdelar i botten. Vid 0, 5, 10 och 30 m hittades växtdelar och musselskal i avsättningen. Vid 15, 20 och 25 m var sanden fri från organiskt material.

Två luminiscensprover togs 10 m in på Transekten och ett kornstorleksprov togs, cirka 10 cm ovanför den gamla markytan, i samtliga undersökningspunkter. Resultatet av proverna redovisas i Fig. 12.

4.4 WP 198–199

WP 198 & 199 består av två skärningar som grävdes norr om Transekterna (Fig. 8). De var belägna nära en sänka bakom höjdrönet. Vid WP 198 syntes ett mörkt, nära horisontellt lager (Fig. 12). Fyra luminiscensprover togs i olika nivåer, under och över lagret. Vid WP 199 observerades ett lager bestående av mer grovkornigt material (Fig. 12). Det togs två luminiscensprover under lagret, en i lagret och en ovanför.

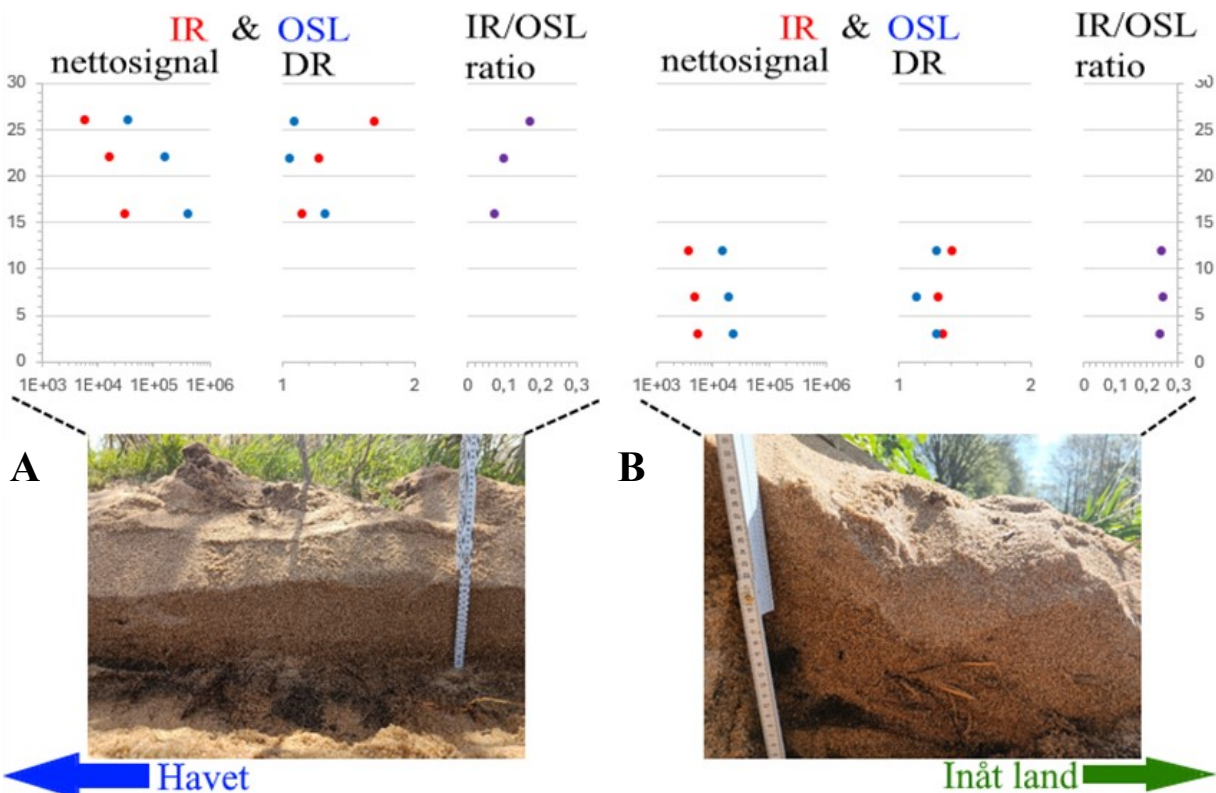
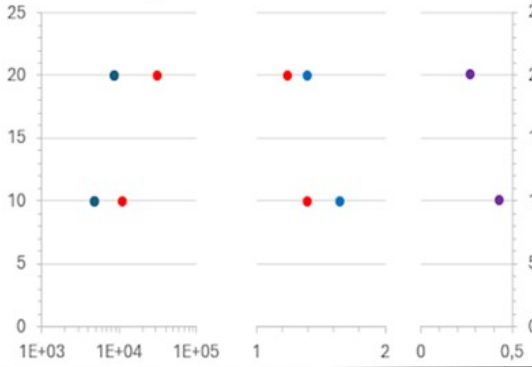


Fig. 11. För diagrammen utgör y-axeln provtagningshöjden (cm), för IR & OSL nettosignal utgör x-axeln antalet uppmätta fotoner. För depletion rate (DR) och IR/OSL utgör x-axeln ett förhållande. (A) Skärning genom överspolningssediment vid WP 191 med tillhörande luminiscensprofilering. (B) Skärning genom samma transekt fast vid WP 190, också med tillhörande luminiscensprofilering.

I

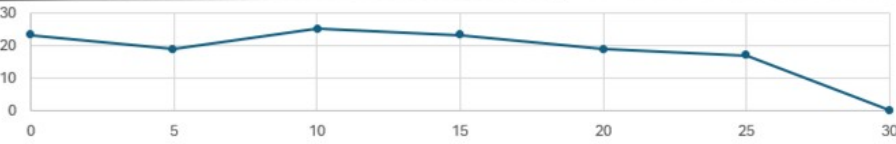
A IR & OSL
nettosingnal DR IR/OSL
ratio



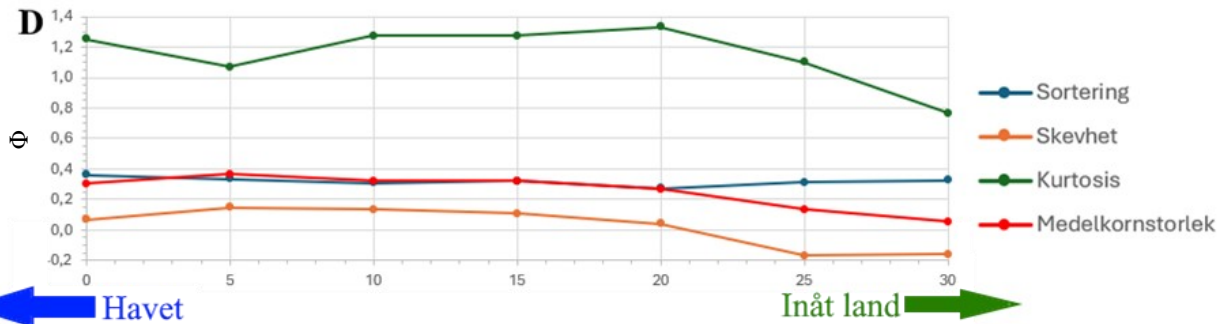
B



C

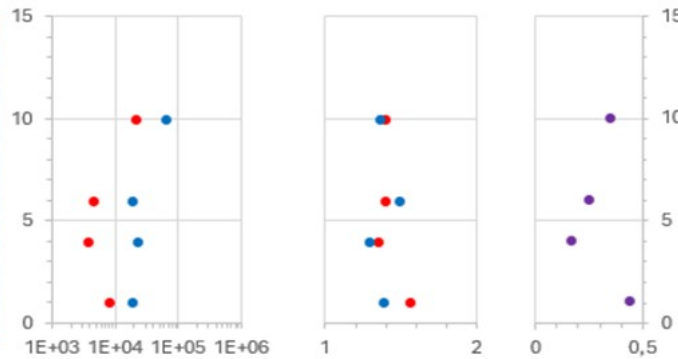
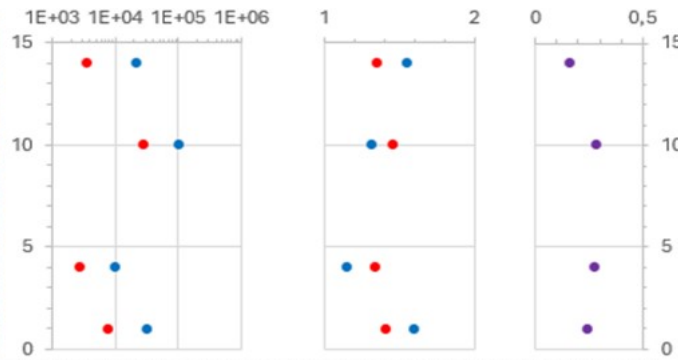


D



II

IR & OSL
nettosingnal DR IR/OSL
ratio



IR & OSL
nettosingnal DR IR/OSL
ratio

5 Diskussion

5.1 Överspolningssedimentets karaktäristika

Som resultatet visar finns avlagringarna till största del kvar även om den mänskliga påverkan har satt sina spår. Överspolningssedimentens utbredning och morfologi skiljde sig till stor del från söder till norr. I söder bestod överspolningssedimenten av en utbredd och sammanhängande avsättning, som kan liknas vid *sheetwash*. Norr om Transekt B övergick däremot utseendet till att likna överspolningskoner. De södra transekterna (A & B) uppvisade en större tjocklek än Transekt C (Fig. 12), men i samtliga fall tunnades avlagringarna ut inåt land, vilket också tyder på att vattnets flöde minskat i samma riktning. Tjockleken avtog gradvis fram till avsättningens kant då den minskade abrupt, vilket syntes i både Transekt B och C (Fig. 12). WP 190 var dock unik bland provtagningsplatserna då den var belägen nere vid ån. Ån hade vid stormtillfället troligen förhöjd vattennivå, vilket skulle kunna innebära att överspolningssedimenten avsattes i vatten. Detta gör de båda provpunkterna svåra att jämföra. Anmärkningsvärt är även att tjockleken ökade vid 5 m in på Transekt B. Detta kan antingen bero på mänsklig aktivitet som orsakat förflyttning av material eller på att avlagringen är linsformad och smalnar av i båda ändar, vilket inte verkar helt otroligt – avsättningen måste börja någonstans. Det hade därför varit av värde att utöka transekternas längd samt att undersöka avsättningen i högre upplösning, framför allt i dess ändar, både för att kunna jämföra den maximala tjockleken och för att bekräfta eventuell linsformighet.

Sedimentologiskt uppvisade avsättningarna många likheter. De bestod främst av massiv sand, vilket tyder på en snabb avsättning (Collinson & Mountney, 2019). Vid den gamla markytan observerades överspolade växter som lutade in mot land, i samma riktning som överspolningen skedde. Avsättningens innehåll av organiskt material varierade något, både vertikalt och horisontellt. I Transekt A observerades det att mängden skal och växtdelar minskade mot toppen av avlagringen. Detta var dock inget som noterades vid övriga provpunkter. Dessutom verkar det som att mängden musselskal minskade bort från havet. I Transekt B saknades musselskal i avsättningen vid WP 190. Samma avsaknad observerades i Transekt C mellan 10 och 15 m fram till slutet av Transekten. Växtdelar förekom i samtliga provpunkter, förutom vid 15 och 20 m längs Transekt C. Sammantaget tyder det på att det organiska materialet deponerades ganska tidigt under överspolningens flöde över baksidan av höjdrönet. Norr om transekterna identifierades ett mörkt, organiskt, respektive ett grusigt lager i två provpunkter (Fig. 12). Dessa skiljde sig från övriga provpunkter och är dåligt undersökta. Lagrets utbredning är till största del okänd och behöver därför kompletteras med

ytterligare undersökningar av dess utsträckning parallellt med och tvärs mot stranden.

Kornstorleksanalysen visar att samtliga prover har en bättre sortering och en mer positiv skevhet än strandplanet (Fig. 9). Alla prover förutom ett, det övre provet i WP 189, består dessutom av finkornigare material än strandplanet. Det tyder på att strandens finare material har eroderats och deponerats som överspolningssediment (Martin, 2003). Generellt uppvisar de södra proverna en mer negativ skevhet och större medelkornstorlek än de norra proverna (Transekt C). Sorteringen uppvisar ingen större variation. I fält gick det ej att okulärt identifiera någon typ av gradering, men det togs två prover på olika höjder i WP 189. Proverna visar att kornstorleken ökade på höjden. Faktumet att det övre kornstorleksprovet har en större medelkornstorlek än den förmodade källan, strandplanet, är anmärkningsvärt. Resultatet behöver därför kompletteras med fler vertikala prover med högre upplösning och på fler ställen för att kunna säga något definitivt. Proverna uppvisar också en förändring av kornstorlek beroende på avståndet från havet. I Transekt B uppvisar provet taget längst bort från havet (WP 190) en ökning av medelkornstorlek. Detta kan dock, som tidigare nämnts, bero på att WP 190 kan ha avsatts i energirikt vatten, där de finare partiklarna skulle ha sorterats bort. Dessutom kan den höga mänskliga aktiviteten kring Transekt B orsakat omfattande omrörning av sediment. Trenden med ökande kornstorlek inåt land uppvisas också i Transekt C (Fig. 12). Den stora ökningen sker framför allt vid 25 och 30 m. Dock utgör materialet vid 30 m inte överspolningssediment, utan består av områdets ursprungliga sediment och kan därför förbises. Därmed sticker provet taget vid 25 m ut ännu mer och behöver kompletteras med fler prover tagna vinkelrätt mot stranden för att någon definitiv slutsats ska kunna dras.

Resultatet av luminiscensprofileringen uppvisar generellt en god överensstämmelse för proverna tagna inom transekterna, men stor variation transekterna sinsemellan. I Transekt A (Fig. 10). IR *depletion ratio* är relativt stabilt, men ökar i det lägsta provet. OSL *depletion ratio* uppvisar motsatt trend, då det översta provet är taget vid en betydligt högre höjd än resterande, som dessutom håller en jämn nivå. IR/OSL ratio uppvisar en ökande trend på höjden med undantag för en plötslig minskning vid 16 cm. I Transekt B (Fig. 11) minskar i stället nettosignalen uppåt, men nettosignalen är generellt högre i WP 190 än i WP 191, trots att proverna vid WP 190 är tagna vid en högre höjd. *Depletion ratio* har liknande karaktär i båda provpunkterna, men är generellt lägre i WP 190. IR/OSL ratio är oföränderligt i WP 191. I WP 190 är värdet mindre, men uppvisar en ökande trend på höjden. I Transekt C (Fig. 12) ökar nettosignalen på höjden, samtidigt som IR och OSL DR och IR/OSL ratio minskar. I WP 198 (Fig. 12), under lagret, minskar nettosignalen på höj-

Fig. 12. (I) (A) Resultatet från luminiscensprofileringen tagen vid 10 m längs Transekt C. (B) Uppmätt överspolningskons utbredning. (C) Överspolningssedimentens förändring i tjocklek längs med transekten. Y-axeln visar tjockleken i cm, x-axeln visar längden i m. (D) Överspolningssedimentens variation i medelkornstorlek, sortering, skevhet och kurtosis. (II) För diagrammen utgör y-axeln provtagningshöjden (cm), för IR & OSL nettosignal utgör x-axeln antalet counts. För depletion rate (DR) och IR/OSL utgör x-axeln ett förhållande. (A) WP 198, sand innehållande ett mörkt, horisontellt lager, med tillhörande värden från luminiscensprofilering. (B) WP 199, sand innehållande ett grovkornigt lager, med tillhörande värden från luminiscensprofilering.

den. Ovanför lagret är signalen plötsligt högre, men verkar sedan minska på höjden igen. Det är alltså en trend av uppåt minskande signal både under och ovanför lagret. Varken *depletion ratio* eller IR/OSL uppvisar liknande trender under respektive över sitt lager. I WP 199 (Fig. 12), under lagret, minskar först IR netto-signal på höjden fram till provet taget i lagret, då signalen är densamma som provet taget under. Samtidigt är OSL signalen närmast oförändrad. I provet taget ovanför lagret ökar signalen, liksom WP 198. Precis som för WP 198 uppvisade varken *depletion ratio* eller IR/OSL liknande trender under respektive över lagret.

5.2 Potentiella bildningsprocesser

I söder hade överspolningssedimentet en form som närmast kunde beskrivas som *sheetwash* (Fig. 5). Till sammans med det faktum att avsättningen bestod av massiv sand talar detta för att överspolningssedimenten bildats under *inundation overwash* (Goslin & Clemmensen, 2017; Moskalawicz et al., 2020). Observationen av att det i mynningen vid Transekt B ej hade deponerats något material, utan endast skett erosion, skulle kunna stämma överens med det höga flödet under *inundation overwash*. Det högre flödet skulle också förklara varför medelkornstorleken i de södra transekterna (A-B) är större än vid Transekt C. Att de södra provernas kornstorleksfördelning uppvisar en mer negativ skevhet än de norra tyder också på att det området varit översvämmat, vilket lett till att vågorna har kunnat svallas över avsättningen (Martin, 2003).

Vad som talar emot *inundation overwash* är att den uppmätta havsnivån endast ökade med 1,26 m under stormfloden. Havsnivåmätningarna är troligen inte representativa för den totala ökningen av vattennivån vid stranden. Det skulle innebära att vattennivån hade behövt öka med ytterligare ca 1,8 m till följd av våguppstuvningen, för att nå över krönhöjden och räknas som *inundation overwash* (Fig. 4). På ön Sylts strand kunde våguppstuvning orsaka en maximal höjning av vattenytan upp till 30% av den signifikanta våghöjden (Hansen, 1978). Den signifikanta våghöjden utanför Knolls grund uppmättes till 2,9 m och skulle då kunna ge upphov till en höjning av vattennivån med 0,87 m. Det är ej en tillräcklig vattenhöjning för att nå upp till dynkönet. För en mer exakt beräkning av våguppstuvning vore det intressant att använda ekvationen föreslagen av Stockdon et al. (2006).

I norra delen av undersökningsområdet, vid Transekt C, har i stället överspolningskoner (Fig. 5) bestående av massiv sand avsatts. Dessutom observerades horisontella lager strax norr om Transekt C, vilket tyder på att det i stället är *runup overwash* som verkat (Goslin & Clemmensen, 2017; Moskalawicz et al., 2020); och att området kring Transekt C i sådana fall skulle utgöra gränsen mellan de två olika regimerna. En alternativ förklaring till lagringarna är att stormens intensitet varierat och orsakat två olika perioder av särskilt höga vattennivåer, vilket också syns i Fig. 7. Ytterligare en förklaring skulle kunna vara att sedimentet avsatts i vatten, då dessa avsättningar återfanns vid en sänka som kunde varit vattenfylld vid stormtillfället. Detta verkar dock mindre troligt då lamineringarna var närmast horisontella.

Varför skulle överspolningen skett vid olika regimer i norr respektive söder när krönhöjden skiljer sig

väldigt lite inom undersökningsområdet (Fig. 9)? En möjlig förklaring skulle kunna vara att det beror på vinklarna från vilka vågorna kommer. Våguppstuvningen, som i detta fall verkar vara avgörande för vilken regim som verkat, beror bland annat på strandens gradient (Stockdon et al., 2006). Gradienten beror i sin tur på med vilken vinkel vågorna infaller och med en större gradient orsakar våguppstuvningen en större vattenivåhöjning (Stockdon et al., 2006). För att avgöra huruvida överspolningen skett under *inundation overwash* vore det därför av intresse att undersöka strandens batymetri och olika vågvinklar för att beräkna effekten av våguppstuvningen.

Medelkornstorleken verkar, som tidigare konstaterats, öka såväl bort från havet som mot dagens markyta. Det kan eventuellt kunnat bero på att stormen gradvis ökat i intensitet och successivt transporterat och deponerat grövre korn. Det stämmer också överens med att skevheten minskar mot dagens markyta, vilket indikerar en övergång från mindre deposition till mer erosion (Martin, 2003). En annan förklaring är att det bildats genom *traction-carpet-sedimentation* som är en typ av bottentransport, men också en successiv sedimentation och påbyggnad av marken. Transporten kan sortera partiklarna och ge upphov till invertsgradering. För att *traction-carpet* ska uppstå behövs ett flöde med hög sedimentkoncentration och eller kraftig turbulens ovanför bottentransporten (Sohn, 1997). Fenomenet förknippas främst med gravitationsflöden, så som *grain flow* och turbiditetsströmmar (Sohn, 1997). Även om det inte är ett gravitationsflöde, skulle eventuellt det konstanta flödet under *inundation overwash* och turbulensen orsakad av vågorna kunna ge en liknande effekt. Brytande vågor är nämligen turbulenta och har god kapacitet att suspendera sand (Aagaard et al., 2021). Reversgradering hos överspolningssediment har tidigare beskrivits (Goslin & Clemmensen, 2017), men ej för någon specifik regim. Som diskussionen tyder på kan reversgradering eventuellt uppstå vid *inundation overwash*, men troligen inte för *runup overwash*, vilken ej ger upphov till ett flöde över höjdrönet. Denna hypotes behöver dock styrkas med fler undersökningar av den vertikala kornstorleksvariationen hos överspolningssediment vars överspolningsregimer är kända.

Resultatet från luminiscensprofilering i Transekt A och C visar en ökande nettosignal mot dagens markyta och eftersom stormen till största del inträffade under natten har materialet troligen blivit ofullständigt nollställt. Om ökningen av nettosignalen motsvarar en ökning i ålder bryter det mot lagen om superposition. Det hade kunnat förklaras av att havets vågor successivt eroderat sig ner i äldre sediment, som de sedan transporterats och avsatts i omvänd ordning (Bishop et al., 2006). Dessvärre är det oklart ifall ökningen beror på längre begravningstid eller om det beror på en förändring i materialsammansättning/egenskaper. I Transekt A, samvarierar inte signalen med DR eller IR/OSL ratio vilket tyder på att signalen motsvarar tiden sedan sedimentet utsattes för ljus (Sanderson & Murphy, 2010). I Transekt C sker en viss samvariationen mellan signalen och DR samt IR/OSL, vilket tyder på att signalen iallfall delvis beror på en förändring i materialsammansättningen (Sanderson & Murphy, 2010).

Om man vid identifieringen av äldre

överspolnings sediment dessutom kan avgöra vilken regim det avsatts under ger det en betydligt bättre bild av den dåvarande stormflodens magnitud. Har sedimentet avsatts under *runup overwash* betyder det att stormflodsnivån inte har nått upp till strandens höjdröner. Har det i stället avsatts under *inundation overwash* är det ett tecken på att stormflodsnivån överstigit höjdrönet och orsakat omfattande översvämning inåt land. Kan man dessutom skilja på de olika regimerna inom en och samma avsättning kan de mest översvämningensbenägna områden urskiljas. Därmed kan även lämpliga skydd väljas utifrån den specifika kustens unika förutsättningar.

6 Slutsatser

Uppsatsen kan sammanfattas genom att besvara de huvudsakliga frågeställningarna:

- i. Överspolnings sedimentet fanns fortfarande kvar, 6 månader efter stormen.
- ii. Sedimentet bestod generellt utav massiv sand som tunnades ut inåt land, med en minskande mängd organiskt material inåt land. I botten av avlagringen förekom överspolade växter som lutade inåt land.
- iii. Resultatet talar för att den södra delen av överspolnings sedimentet bildats under inundation och den norra under runup regime.

Det observerades även en antydning till trender, så som en eventuell linsformighet hos avlagringen och en reversgradering. Luminiscensprofileringen visade även på en omvänd ålder i två av transekterna, vilket kan utgöra ett nytt proxy för överspolnings sediment och motiverar framför allt ytterligare undersökningar. Innesveäckande var också förekomsten av lamineringar i den norra delen, vilken eventuellt kan ha utgjort gränsen mellan de två olika överspolningsregimerna. Som tidigare diskuterats hade fler undersökningar krävts för att kunna påvisa dessa förhållanden.

7 Tackord

Först och främst skulle jag vilja tacka min handledare Helena Alexanderson för hennes engagemang, stimulerande diskussioner och för trevligt sällskap i fält. Tack till Caroline Hallin (LTH) som tog sig tid att diskutera överspolning samt ge mig tips på lokaler. Jag vill även rikta ett stort tack till Sebastian Bokhari Irmingier (SGI) som lät mig använda sitt raster och för all hjälp med tekniken.

Jag skulle också vilja tacka min familj, särskilt Mamma, Vilma, Sasse och Margereta, för stöd, korrekturläsning och avkopplande fikastunder. Slutligen skulle jag vilja tacka Jan Olof Svensson för korrekturläsning, uppmuntran och utmanande diskussioner.

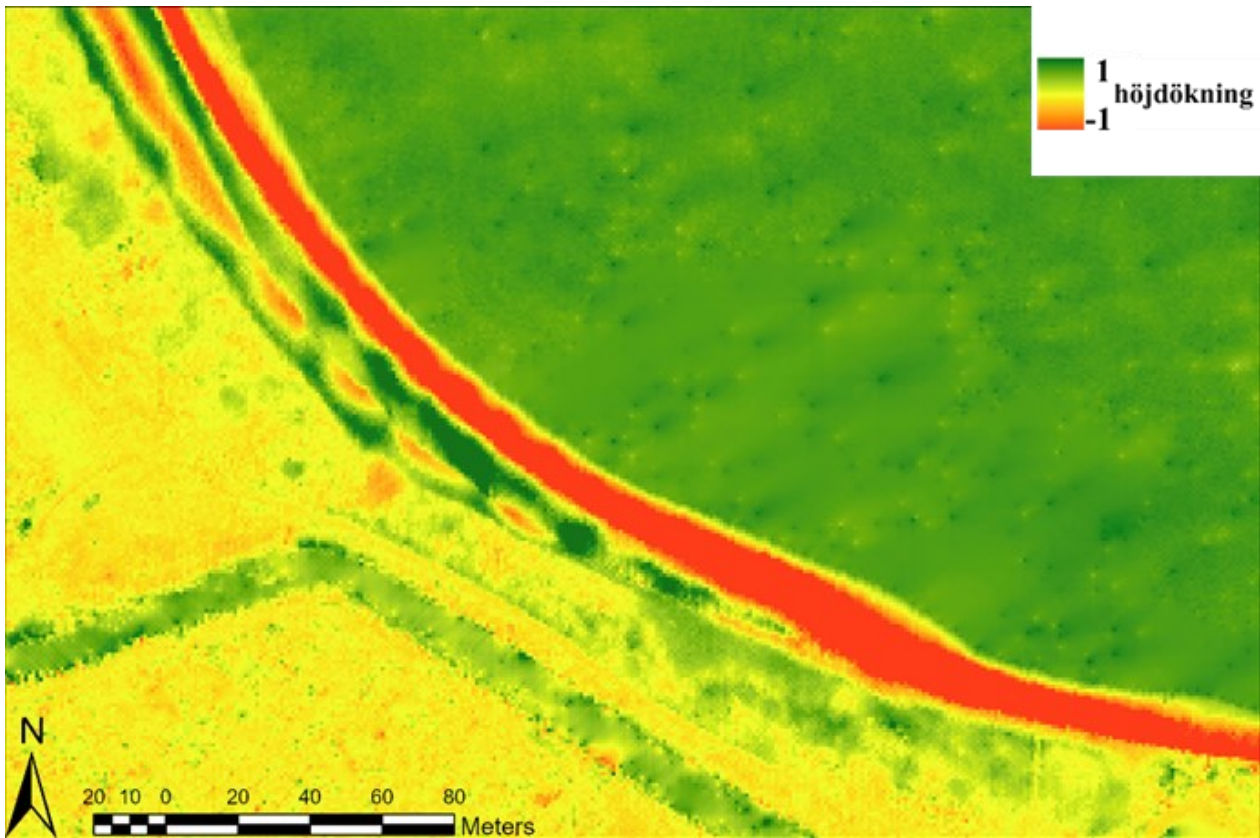
Referenser

- Aagaard, T., Brinkkemper, J., Christensen, D., Hughes, M., & Ruessink, G. (2021). Surf Zone Turbulence and Suspended Sediment Dynamics—A Review. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9, 1300.
<https://doi.org/10.3390/jmse9111300>
- Alexanderson, H. (2024). *Luminiscensdatering av översandning i Falsterbo*.
<https://lucris.lub.lu.se/ws/portalfiles/portal/170923179/Falsterbo-OSLrapport.pdf>
- Andréasson, P.-G. (2015). *Geobiosfären: en introduktion* (2 uppl.). Studentlitteratur.
- Bishop, P., Sanderson, D., Hansom, J., & Chaimanee, N. (2005). Age-Dating of Tsunami Deposits: Lessons from the 26 December 2004 Tsunami in Thailand. *The Geographical Journal*, 171(4), 379-384. <http://www.jstor.org/stable/3451211>
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bosboom, J., & Stive, M. J. F. (2023). *Coastal Dynamics* (version 1.2). TU Delft Open.
<https://doi.org/10.5074/T.2021.001>
- Donnelly, C., Kraus, N., & Larson, M. (2006). State of Knowledge on Measurement and Modeling of Coastal Overwash. *Journal of Coastal Research*, 22(4), 965-991.
<http://www.jstor.org.ludwig.lub.lu.se/stable/4300354>
- Castelle, B., & Masselink, G. (2023). Morphodynamics of wave-dominated beaches. *Cambridge Prisms: Coastal Futures*, 1, e1.
[doi:10.1017/cft.2022.2](https://doi.org/10.1017/cft.2022.2)
- Chaumillon, E., Bertin, X., Fortunato, A. B., Bajo, M., Schneider, J. L., Dezileau, L., Walsh, J. P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J. F., & Pedreros, R. (2017). Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews*, 165, 151-184.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.005>
- Collinson, J., Mountney, N. (2019). *Sedimentary Structures* (4 uppl.). Dunedin Academic Press Ltd.
- Erlingsson, U., & Mårtensson, U. (1983). *Kustprocesser och kustmorfologi i Tobisviksområdet norr om Simrishamn*. Lunds universitets Naturgeografiska institution.
- Goslin, J., & Clemmensen, L. B. (2017). Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Reviews*, 174, 80-119.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.026>
- Hallin, C., Alexanderson, H., Larson, M., & Ley, T. J. (2022). *Stormfloder - en kunskapsöversikt av metoder för att identifiera och kvantifiera extrema havsvattenstånd*. (Lundqua report; Vol. 44). Department of Geology, Lund University.
<https://portal.research.lu.se/sv/publications/stormfloder-en-kunskaps%C3%B6versikt-av->

- [metoder-f%C3%B6r-att-identifiera-oc](#)
- Hansen, U. A. (1978). Wave Setup and Design Water Level. *Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division*, 104(2), 227-240. <https://doi.org/doi:10.1061/JWPCDX.0000090>
- Hansson, T. (2024, 16 februari). ”Sveriges vackraste strand” förstörd – stormarna har kostat kommunen 70 miljoner kronor. *Dagens Nyheter*. <https://www.dn.se/sverige/sveriges-vackraste-strand-forstord-stormarna-har-kostat-kommunen-70-miljoner-kro-nor/#:~:text=%E2%80%9DSveriges%20vackraste%20strand%E2%80%9D%20f%C3%B6rst%C3%B6rd%20%E2%80%93,kostat%20kommunen%2070%20miljoner%20kronor&text=De%20senaste%20m%C3%A5nadernas%20stormar%20har,att%20vara%20st%C3%A4ngd%20hel a%20%C3%A5ret>.
- Jackson, D., & Short, A. (2020). *Sandy beach morphodynamics*. Elsevier Science.
- Johansson, L., Gyllenram, W., & Nerheim, S. (2017). *Lokala effekter på extrema havsvattenstånd*. (OCEANOGRAPHI Nr 125, 2017). SMHI. <https://smhi.diva-portal.org/smash/get/diva2:1184663/FULLTEXT01.pdf>
- Lantmäteriet. (2023). Markhöjdmodell Nedladdning, grid 1+ [Dataset].
- Larsson, L. (2024, 4 januari). Stormskador: Å kan få nytt utlopp. *Ystads Allehanda*. <https://www.ystadsallehanda.se/simrishamn/stormskador-a-kan-fa-nytt-utlopp/>
- Lian, O. B., & Roberts, R. G. (2006). Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 25(19), 2449-2468. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.11.013>
- Moskalewicz, D., Szczucinski, W., Mroczek, P., & Vaikutiene, G. (2020). Sedimentary record of historical extreme storm surges on the Gulf of Gdansk coast, Baltic Sea. *Marine Geology*, 420, Article 106084. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106084>
- Nyberg, J., Goodfellow, B., Ising, J., & Hedenström, A. (2020). *Kustnära sedimentdynamik*. (SGU-rapport 2020:04) Sveriges geologiska undersökning. <https://resource.sgu.se/produkter/sgurapp/s2004-rapport.pdf>
- Sanderson, D. C. W., & Murphy, S. (2010). Using simple portable OSL measurements and laboratory characterisation to help understand complex and heterogeneous sediment sequences for luminescence dating. *Quaternary Geochronology*, 5(2), 299-305. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.02.001>
- SGI. (u.å.). Netto-höjdförändring 2019–2023 DEMO [Dataset].
- SGU. (u.å.a). Berggrund 1:25000 - 1:100000 [Dataset]. Hämtad den 1 maj 2024 från <https://apps.sgu.se/kartvisare/kartvisarejorarter-25-100.html>
- SGU. (u.å.b). Jordarter 1:25000 - 1:100000 [Dataset]. Hämtad den 1 maj 2024 från <https://apps.sgu.se/kartvisare/kartvisarejorarter-25-100.html>
- SMHI. (2023, 10 november). *Oktober 2023 - Stormen Babet gav höga vågor och vattenstånd*. Hämtad den 1 maj 2024 från <https://www.smhi.se/klimat/klimatet-da-och-nu/manadens-vader-och-vatten-sverige/tillstandet-i-sveriges-hav/oktober-2023-stormen-babet-gav-hoga-vagor-och-vattenstand-1.200473#:~:text=Den%2020%2D21%20n%C3%A4rmade%20sig.Huvudsk%C3%A4r%20till%204%2C5%20m>.
- Sohn, Y. (1997). On Traction-Carpet Sedimentation. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 67. <https://doi.org/10.1306/D42685AE-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., & Sallenger, A. H. (2006). Empirical parametrization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573-588. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Wasteson, C. (2023). Personlig kommunikation.

Bilaga 1.

Bilaga 1. Skillnaden i markhöjd mellan 2019 och 2023 (SGI, u.å.).



**Tidigare skrifter i serien
”Examensarbeten i Geologi vid Lunds
universitet”:**

628. Kervall, Hanna, 2021: Feasibility of Enhanced Geothermal Systems in the Precambrian crystalline basement in SW Scania, Sweden. (45 hp)
629. Smith, Thomas, 2022: Assessing the relationship between hypoxia and life on Earth, and implications for the search for habitable exoplanets. (45 hp)
630. Neumann, Daniel, 2022: En mosasaurie (Reptilia, Mosasauridae) av paleocensk ålder? (15 hp)
631. Svensson, David, 2022: Geofysisk och geologisk tolkning av kritskollors utbredning i Ystadsområdet. (15 hp)
632. Allison, Edward, 2022: Avsättning av Black Carbon i sediment från Odensjön, södra Sverige. (15 hp)
633. Jirdén, Elin, 2022: OSL dating of the Mesolithic site Nilsvikdalen 7, Bjorøy, Norway. (45 hp)
634. Wong, Danny, 2022: GIS-analys av effekten vid stormflod/havsnivåhöjning, Morupstrakten, Halland. (15 hp)
635. Lycke, Björn, 2022: Mikroplast i vattenavsatta sediment. (15 hp)
636. Schönherr, Lara, 2022: Grön fältspat i Varbergskomplexet. (15 hp)
637. Funck, Pontus, 2022: Granens ankomst och etablering i Skandinavien under postglacial tid. (15 hp)
638. Brotzen, Olga M., 2022: Geologiska besöksmål och geoparker som plattform för popularisering av geovetenskap. (15 hp)
639. Lodi, Giulia, 2022: A study of carbon, nitrogen, and biogenic silica concentrations in *Cyperus papyrus*, the sedge dominating the permanent swamp of the Okavango Delta, Botswana, Africa. (45 hp)
640. Nilsson, Sebastian, 2022: PFAS- En sammanfattning av ny forskning, med ett fokus på föroreningskällor, provtagning, analysmetoder och saneringsmetoder. (15 hp)
641. Jägfeldt, Hans, 2022: Molnens påverkan på jordens strålningsbalans och klimatsystem. (15 hp)
642. Sundberg, Melissa, 2022: Paleontologiska egenskaper och syreisotopsutveckling i borrhälskärnan Limhamn-2018: Kopplingar till klimatförändringar under yngre krita. (15 hp)
643. Bjerme, Tim, 2022: A re-investigation of hummocky moraine formed from ice sheet decay using geomorphological and sedimentological evidence in the Vomb area, southern Sweden. (45 hp)
644. Halvarsson, Ellinor, 2022: Structural investigation of ductile deformations across the Frontal Wedge south of Lake Vättern, southern Sweden. (45 hp)
645. Brakebusch, Linus, 2022: Record of the end-Triassic mass extinction in shallow marine carbonates: the Lorüns section (Austria). (45 hp)
646. Wahlquist, Per, 2023: Stratigraphy and palaeoenvironment of the early Jurassic volcanoclastic strata at Djupadalsmölle, central Skåne, Sweden. (45 hp)
647. Gebremedhin, G. Gebreselassie, 2023: U-Pb geochronology of brittle deformation using LA-ICP-MS imaging on calcite veins. (45 hp)
648. Mroczek, Robert, 2023: Petrography of impactites from the Dellen impact structure, Sweden. (45 hp)
649. Gunnarsson, Niklas, 2023: Upper Ordovician stratigraphy of the Stora Sutarve core (Gotland, Sweden) and an assessment of the Hirnantian Isotope Carbon Excursion (HICE) in high-resolution. (45 hp)
650. Cordes, Beatrix, 2023: Vilken ny kunskap ger aDNA-analyser om vegetationsutvecklingen i Nordeuropa under och efter Weichsel-istiden? (15 hp)
651. Bonnevier Wallstedt, Ida, 2023: Palaeocolour, skin anatomy and taphonomy of a soft-tissue ichthyosaur (Reptilia, Ichthyopterygia) from the Toarcian (Lower Jurassic) of Luxembourg. (45 hp)
652. Kryffin, Isidora, 2023: Exceptionally preserved fish eyes from the Eocene Fur Formation of Denmark – implications for palaeobiology, palaeoecology and taphonomy. (45 hp)
653. Andersson, Jacob, 2023: Nedslagskratrars inverkan på Mars yt-datering. En undersökning av Mars främsta yt-dateringsmetod ”Crater Counting”. (15 hp)
654. Sundberg, Melissa, 2023: A study in ink – the morphology, taphonomy and phylogeny of squid-like cephalopods from the Jurassic Posidonia Shale of Germany and the first record of a loligosepiid gill. (45 hp)
655. Häggblom, Joanna, 2023: En patologisk sjölilja från silur på Gotland, Sverige. (15 hp)
656. Bergström, Tim, 2023: Hur gammal är jordens inre kärna? (15 hp)
657. Bollmark, Viveka, 2023: Ca isotope, oceanic anoxic events and the calcareous nanoplankton. (15 hp)
658. Madsen, Ariella, 2023: Polycykliska aromatiska kolväten i Hanöbuktens kustnära sediment - En sedimentologisk undersökning av vikar i närhet av pappers-

- bruk. (15 hp)
659. Wangritthikraikul, Kannika, 2023: Holocene Environmental History of Warming Land, Northern Greenland: a study based on lake sediments. (45 hp)
660. Kurop, Anna, 2023: Reconstruction of the glacier dynamics and Holocene chronology of retreat of Helagsglaciären in Central Sweden. (45 hp)
661. Frisendahl, Kajsa, 2023: Holocene environmental history of Washington Land, NW Greenland: a study based on lake sediments. (45 hp)
662. Ryan, Cathal, 2023: Luminescence dating of the late Quaternary loess-palaeosol sequence at Velika Vrbica, Serbia. (45 hp)
663. Lindow, Wilma, 2023: U-Pb datering av zirkon i metasediment tillhörande Stora Le-Marstrand, SV Sverige. (15 hp)
664. Bengtsson, Kaisa, 2023: Geologisk karaktärisering av den kambriska Faluddensandstenen i Östersjön och dess lämplighet för koldioxidlagring. (15 hp)
665. Granbom, Johanna, 2023: Insights into simple crater formation: The Hummeln impact structure (Småland, Sweden). (45 hp)
666. Jonsson, Axel, 2023: Datering av vulkanen Rangitoto, Nya Zeeland, genom paleomagnetiska analysmetoder. (15 hp)
667. Muller, Elsa, 2023: Response of foraminifera *Ammonia confertitesta* (T6) to ocean acidification, warming, and Deoxygenation An experimental approach. (45 hp)
668. Struzynska, Patrycja, 2023: Petrography, geochemistry, and origin of deep magmatic cumulates in the Canary Islands – the xenolith record. (45 hp)
669. Krätzer, Tobias, 2023: Artificiella torskev i Hanöbukten: Förstudie. (15 hp)
670. Khorshidian, Farid, 2023: 3D modelling and resistivity measurements for hydrogeological assessments in the northern part of Vombsänkan. (45 hp)
671. Sundberg, Oskar, 2023: Methodology for Stored Heat “Heat In Place” (HIP) assessment of geothermal aquifers – Exemplified by a study of the Arnager Greensand in SW Scania. (45 hp)
672. Haraldsson, Emil, 2023: Kan akademien hjälpa industrin utveckla mer robusta grundvattenmodeller? En studie av moderna Svenska industriframtagna grundvattenmodeller. (15 hp)
673. Barabas, Ricky, 2024: Kan chockmetamorfos i okonventionella mineral hjälpa till att identifiera nedslagskratrar? (15 hp)
674. Nilsson, Sebastian, 2024: The glaciotectionic evolution of Ven, Sweden: insights from a comprehensive structural, sedimentological, and geomorphological analysis. (45 hp)
675. Brotzen, Olga M., 2024: A new Lagerstätte-like fossil assemblage from the early Silurian of Mösseberg, Sweden. (45 hp)
676. Eng, Simon, 2024: Precursors to the South Atlantic Anomaly - Magnetic field variations in Lake Eilandvlei, South Africa. (45 hp)
677. Husén, Simon, 2024: Structural Geological Model of the Kaunisvaara Mining District, Norrbotten, Sweden. (45 hp)
678. Hjalmarsson, Tilda, 2024: Det underkambriska problematiska fossilet *Spatangopsis* - Vad är dess verkliga affinitet? (15 hp)
679. Kuberna, Marcos, 2024: En litteraturstudie om klorparaffiner i grundvattnet och dess implikationer på hälsa och miljö. (15 hp)
680. Persson, Viktor, 2024: Litteraturstudie: HIMU ursprung och framtid. (15 hp)
681. Selin, Sigrid, 2024: Hur kan paleoekologiska studier hjälpa oss att bättre förstå hur de ekosystem vi anser skyddsvärda har formats och hur de bör vårdas? (15 hp)
682. Rey, August, 2024: Isrörelser och havstransgressioner speglade i Käsebergåsen. (15 hp)
683. von Vultée, Anton, 2024: Babets kvarlevor - En morfologisk och sedimentologisk undersökning av överspolningssediment vid Tobisvik, Simrishamn. (15 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund