

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geotechnologie



Marian Takáč

Modelování impaktu meteoritu.

Modeling of meteorite impact.

Bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Günther Kletetschka, Ph.D.

Praha 2014

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci vypracoval samostatně, a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část, nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 16.8.2014

Podpis

Poděkování

Chtěl bych především podělovat svému školiteli RNDr. Güntherovi Kletetschovi Ph.D. za inspiraci, trpělivost a cenné rady, které mi nejen během psaní této práce poskytoval. A také všem lidem, kteří se mnou museli vydržet dlouhé období stresu, kdy jsem neustále nestíhal.

Abstrakt

V únoru 2013 dopadl za spektakulárního světelného a akustického doprovodu na území Ruské federace meteorit. Drobné úlomky dopadly do osídlených oblastí, kde společně s tlakovou vlnou nadělaly značné škody. Největší část prorazila led na jezeře v okrajové části města Čebarkul. Otvor v ledu pravidelného kruhovitého tvaru dával vzniknout množství teorií, které přetrvávaly až do samotného vylovení meteoritu o půl roku později. Událost okamžitě vzbudila zájem o problematiku dopadů meteoritů a jevů s nimi spojených. A byla impulzem ke vzniku této práce, která zahrnuje procesy při průletu meteoru atmosférou, impaktní krátery, jejich vznik a charakteristiky, počítačové modely, druhy meteoritů a odkud přilétají. Práce se dotýká záhady pravidelného otvoru v ledu, na jezeře Čebarkul.

Abstract

In February 2013, in spectacular light and sound accompaniment a meteorite hit the Russian Federation. Small fragments which landed in populated areas caused together with blast wave damage. The largest part broke the ice crust on the lake in outskirts of Chibarkul. The circular shaped hole gave rise to various conspiracy theories. About half of the year after impact the meteorite was lifted and conspiracy theories broken. The event immediately raised interest in the issue of the impacts of meteorites and phenomena associated with them. Processes when the meteor is passing through atmosphere, impact craters, their origin and characteristics, computer models, types of meteorites and their origin. Or just a mystery of the hole in the ice crust of the lake Chibarkul. Science has got answers for such topics. This paper is just trying to summarize them.

Obsah

1. Úvod.....	1
2. Meteority jako impaktní tělesa.....	2
2.1. Chondrity.....	3
2.1.1. Obyčejné.....	4
2.1.2. Uhlíkaté.....	5
2.1.3. Enstatičné.....	5
2.1.4. R- chondrity.....	6
2.2. Achondrity.....	7
2.2.1. Primitivní.....	7
2.2.2. HED bazaltické.....	8
2.2.3. Aubrity, Brachininity, Ureility, Angrity.....	9
2.2.4. Marsovské.....	9
2.2.5. Měsíční.....	10
2.3. Kameno- železné.....	11
2.3.1. Pallasity.....	11
2.3.2. Mesosiderity.....	11
2.4. Kovové meteority.....	12
2.4.1. Hexaedrity.....	12
2.4.2. Oktaedrity.....	12
2.4.3. Ataxity.....	12
2.5. Komety.....	13
2.6. Hustoty meteoritů.....	13
2.7. Rychlosti a procesy v atmosféře.....	14
3. Impaktní krátery.....	17
3.1. Úderové.....	17
3.2. Jednoduché.....	17
3.3. Komplexní.....	18
3.4. Mikro- krátery.....	18
4. Formování kráteru.....	19
4.1. Kontaktní a kompresní fáze.....	19
4.1.1. Rankin- Hugoniotovy podmínky.....	20
4.2. Exkavační fáze.....	22
4.2.1. Expanze plynů.....	24
4.2.2. Šoková metamorfóza.....	24
4.2.3. Seismické otřesy.....	24
4.2.4. Spalace.....	25
4.3. Fáze kolapsu a modifikace.....	25
5. Numerické modelování.....	28
5.1. Stavová rovnice.....	29
5.2. Konstitutivní model.....	30
5.3. Materiálový model.....	30
5.4. Bezsíťové, částicové modely, Diskretizace.....	30
5.5. Síťové modely, diskretizace, rozlišení.....	31
5.6. Lagrange, Euler.....	32
5.7. Verifikace, Validace.....	33
5.8. Umělá viskozita, směs materiálů.....	33
5.9. SPH metoda zahlazených částic- Hydrocode.....	34
6. Experimenty v laboratoři.....	36
7. Závěr.....	39
8. Zdroje.....	40

1. Úvod

Práce vznikla na základě události 15. února roku 2013. Meteorit, který dopadl poblíž Čebarkulu v Rusku, vzbudil zájem o problematiku meteorů vůbec (Borovicka, Spurny et al. 2013). Největší část tělesa dopadla skrze led do jezera, kde se zabořila do sedimentu. Od nálezu otvoru v ledu trvalo více než půl roku, než byl meteorit přesně lokalizován a vyzdvižen. V době, kdy ještě meteorit nebyl nalezen a bylo o něm jen málo informací, jsme se začali pokoušet simulovat průnik tělesa ledem, podobně jako tomu bylo v Čebarkulu. Nicméně pro porozumění procesům, které jsou s impakty spojeny, je nutné řešit problematiku komplexně. Cílem této práce shrnout poznatky o vzniku impaktních kráterů. Jejich typech, tělesech, která je způsobují a možnostech jak impakty modelovat. Práce se skládá ze dvou částí, přičemž první část se věnuje převážně meteoritům a jejich rozdělení, vzniku a vlastnostem. Jsou popsány procesy po vstupu meteorického tělesa do atmosféry. Druhá část je problematika rozdělení kráterů a jejich druhů. Vznik kráteru a doprovodné procesy. Šíření tlaku v prostředí a některé základní empirické vztahy. Možnosti počítačového modelování impaktů, základní principy numerických simulací a konec práce je věnován experimentu, kdy jsme v malém měřítku srovnávali výsledný experimentální tvar průstřelu v ledové krustě s tvarem otvoru v ledu z Ruska.



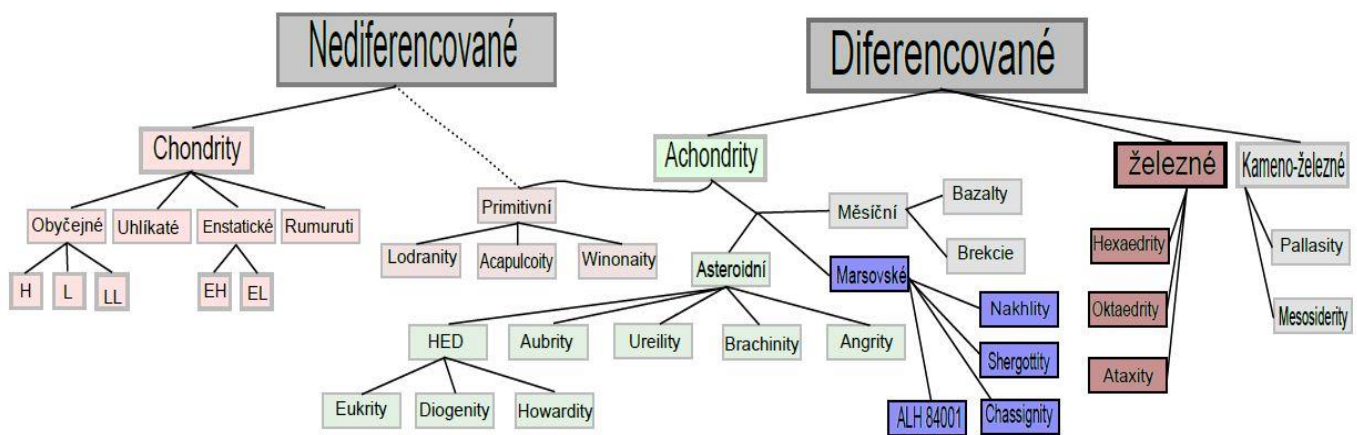
Obrázek 1 Díra v ledu po dopadu meteoritu. Jezero Čebarkul Rusko.
Zdroj:<http://theconversation.com/chelyabinsk-meteor-explosion-a-wake-up-call-scientists-warn-19874>

2. Meteority jako impaktní tělesa

Meteoritem nazýváme těleso, které pochází z vesmíru a již dopadlo na zem. V době, kdy ještě putovalo vesmírem, se jednalo o meteoroid. Po vstupu do atmosféry, takové těleso označujeme meteor. Pokud meteor během své dráhy atmosférou exploduje, jedná se o bolid (de Pater and Lissauer 2010).

Každý den dopadá na Zemi množství meteorických těles různých velikostí. Během roku je toto množství odhadováno mezi 20-79 tisíci tunami materiálu. Meteoritů větších než 1kg dopadne každoročně na plochu o rozloze 1 milionu km² (Německo) od devíti do devadesáti kusů. Kdybychom, nashromáždili všechen kosmický materiál, který během jednoho roku na Zemi přibyl. Stačilo by to na pokrytí fotbalového hřiště do výšky šesti metrů (Elkins-Tanton 2010).

Meteoritů tedy dopadá větší množství, než by se na první pohled mohlo zdát. Všechny také nejsou stejné. Pro modelování impaktů je nutné, mít alespoň základní přehled, o tělesech, která je způsobují. Budou zmíněny základní druhy meteoritů a jejich znaky.



Obrázek 2 Zjednodušené schéma dělení meteoritů, jak budou popsány v následujícím textu.
 Vytvořil autor práce na základě výukového materiálu NASA
 (http://curator.jsc.nasa.gov/Education/_documents/EducationMeteorite.pdf)
 dostupné 16.8.2014

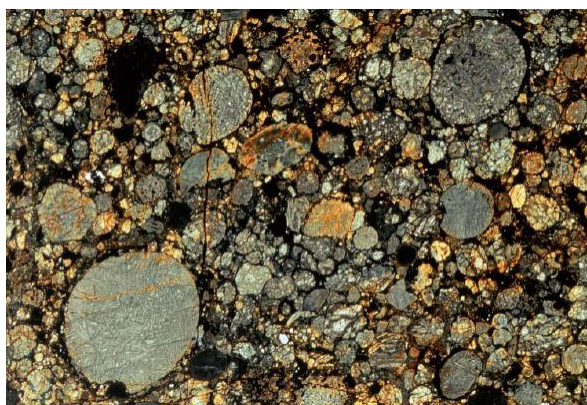
2.1. Chondrity

Představují největší skupinu meteoritů. Jedná se primitivní, kamenné, nediferencované meteority. Od svého vzniku před asi 4,56 miliardami let lety neprošly přetavením, pouze tepelnou metamorfózou (de Pater and Lissauer 2010).

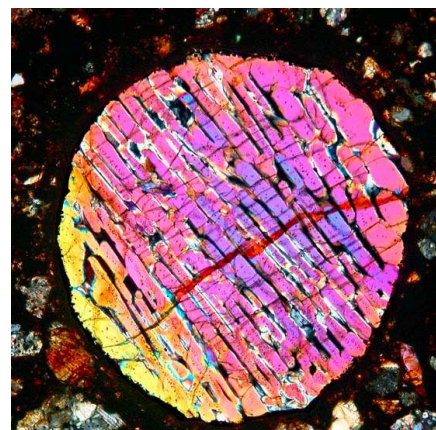
Paří mezi nejstarší známá tělesa ve sluneční soustavě. Vznikají rychlým ohřevem a následným zchladnutím v protoplanetárním disku nebo sluneční mlhovině. Svým složením jsou tedy podobné Slunci, vyjma těžkých složek a hélia. Tvoří téměř 86% všech pádů (Lauretta and McSween 2006).

Charakteristické složení chondritů je jemnozrná výplň, tvořená prachovými částicemi, která obklopuje kulovité inkluze. Takové inkluze v případě chondritů nazýváme chondry (Gargaud, Amils et al. 2011). Jsou to malé kuličky o rozměrech od setin milimetru až po dva milimetry, tvořené často olivínem, pyroxenem, plagioklasem, sulfidy nebo i kovy (de Pater and Lissauer 2010). Mohou tvořit i více než 80% celého objemu meteoritu. Vznikají buď zahřátím a následným rychlým ochlazením „taveniny“. Nebo šokově při srážkách planetesimál (Hood and Weidenschilling 2012). Nebo výbojem blesku (Green, Williams et al. 2002). Chondry představují nejstarší známý materiál naší sluneční soustavy (Gargaud, Amils et al. 2011). Dále se v chondritech vyskytují samostatné částice bohaté na Fe-Ni a samostatná minerální zrna.

Podle chemických a fyzikálních vlastností dělíme chondrity do tří základních tříd.



Obrázek 3 Pole chonder na brusu obyčejného chondritu. Zobrazené v plošně polarizovaném světle. Největší chondra má velikost cca 1mm. **Zdroj:** Field Guide to Meteors and Meteorites



Obrázek 4 Chondra olivínu na chondritu pod křížem polarizovaným světlem. Velikost 950 μ m. **Zdroj:** <http://jm-derochette.be/meteorites/chondrule%201.htm> dostupné 16.8.2014

2.1.1. Obyčejné chondrity

Nejčastější meteority vůbec. Jsou tvořené malým množstvím výplně (<15%), zrní Fe-Ni a převážně olivinickými a pyroxenickými chondry. Podle množství železa se dělí do tří základních, chemicky různých, skupin. Označujeme je H, L a LL obvyčejné chondrity.



Obrázek 5 LL obvyčejný chondrit nalezen roku 2009 na Sahaře. **Zdroj:** <http://www.meteorite-recon.com> dostupné 16.8.2014

Pro chondrity skupiny H je charakteristický vysoký obsah železa. Obsahují 25-30% železa. Z toho přibližně 15-19% železa není ve sloučeninách se silikáty. Protože H-chondrity obsahují takové množství kovu, reagují poměrně silně na magnet. Kov je rovnoměrně rozmístěný v celém meteoritu a díky tomu můžeme odlišit H chondrity od ostatních dvou skupin poměrně jednoduše. Olivíny jsou převážně typu forsterit (Mg_2SiO_4), jsou to tedy olivíny bohaté na magnesium. Těch je 81-85%. Zatímco fayalitů (Fe_2SiO_4) je v obvyčejných chondritech 15-19% (Norton and Chitwood 2008).

Další skupina se značí jako L-obvyčejné chondrity. Obsahuje 20-25% železa. Nevázaného kovu je ale jen 1-10%. Železné vločky jsou při porovnání s H-skupinou mnohem více zredukované, což by mělo být patrné při pohledu pouhým okem. Magnetická susceptibilita meteoritů L skupiny je mnohem menší, než skupiny H. Ze všech pádů obvyčejných chondritů jich je 46% řazeno do skupiny L (Rochette, Sagnotti et al. 2003).

Třetí a poslední skupinu značíme LL. Chondrity, které do ní řadíme, jsou nejméně časté. Poznáme je podle nejnižší magnetické susceptibility (Rochette, Sagnotti et al. 2003). Obsahují nejméně železa ze všech tří skupin. Železo je převážně v silikátech a sulfidech. Olivíny a pyroxeny jsou na rozdíl od dvou předešlých skupin železnatější. Samostatné železo jako kov se vyskytuje jen v množství <1-3% (Norton and Chitwood 2008).

Uhlíkaté chondrity

Považujeme je za nejprimitivnější meteority, které byly doposud nalezené. Mohly by být pozůstatky prvních těles, které se formovaly ze sluneční mlhoviny.

Skládají se z jemné výplně tvořené prachovými částicemi, chonder a inkluzí bohatých na vápník a hliník, které označujeme jako CAIs (Gargaud, Amils et al. 2011). Uhlík se objevuje ve formě grafitu, mikro diamantů i fullerenu. Kromě fylosilikátů a organických sloučenin mohou mít uhlíkaté chondrity velmi vysoký obsah vody. A to v některých případech dokonce až 22% (Norton 2002). Vodu dobře adsorbují, mají vysokou porozitu. Prodělaly jen nízkou tepelnou metamorfózu (do 200°C), neprošly však přetavením. Železo je oxidováno díky přítomnosti vody.

Mají malou pevnost a rychle erodují. Málokdy dopadnou na Zemi vcelku, aniž by se rozpadly. To je také jeden z důvodů jejich vzácnosti. Protože obsahují největší koncentraci těkavých látek ze všech chondritů, předpokládá se, že vznikají při nejnižších teplotách ze všech chondritů (Gargaud, Amils et al. 2011). Uhlíkaté chondrity dělíme do osmi podskupin převážně podle jejich rozdílných chemických složení, úrovně šoku a struktur (poměr matrix, množství chonder a jejich velikosti)



Obrázek 6 Část uhlíkatého chondritu, který dopadl v září 1969 na město Murchison v Austrálii. Více než 700 úlomků o celkové hmotnosti přes 100kg dopadlo na obydlené části města. Lidé je sbírali některé ještě teplé. Jedná se jeden ze dvou typů uhlíkatého chondritu, který obsahuje chondry. Má přibližně 20% železa (elementární i vázané)
Zdroj: Field Guide to Meteors and Meteorites

2.1.2. Enstatické chondrity

Vzhledem k chondritům jsou poměrně vzácné, reprezentují jen asi 2% ze všech kamenných meteoritů. Známých je asi jen 200kusů. Několik jich také bylo nalezeno v materiálu, který přivezli astronauti mise Apollo 15 z Měsíce (Norton and Chitwood 2008).

Pyroxen se zde vyskytuje ve formě enstatitu ($MgSiO_3$). Enstatické chondrity jsou nejvíce redukované ze všech chondritických meteoritů. V důsledku toho se prvky

kombinují spíše do sulfidů než do oxidů (Kallenbach, Institute et al. 2003). Vznikají tak vzácné sulfidy jako je oldhamit (CaS), niningerit ((Mg, Fe, Mn)S)), daubrélit (FeCr₂S₄) (Davis 2005).

Enstatity se dělí do dvou skupin. Meteority s obsahem niningeritu a vyšším výskytem matných minerálů a alkalických sulfidů řadíme do skupiny EL enstatických chondritů. Zatímco kameny s obsahem alabanditu patří do EH skupiny (Davis 2005).

2.1.3. R-chondrity

R neboli Rumuruti pojmenováváme malou skupinku meteoritů, které jsou v důsledku trvalé ekvibrace s nebulárním plynem nejvíce oxidované ze všech chondritů. Oxidant byla voda, které byl v blízkosti ledového pásu ptoplanetárního disku dostatek (Davis 2005). Název je odvozen podle dopadu meteoritu roku 1934 poblíž Rumuruti v jihozápadní Keni. V rumurutských meteoritech nezbylo téměř žádné železo jako ryzí kov. Složení je jemnozrná matrix a množství olivinických chonder (Sears 2004).



Obrázek 7

Chevrolet Malibu z roku 1980 byl zasažen obyčejným chondritem o hmotnosti 12kg. Slavný impakt se stal roku 1991 v Peekskill, New York. V říjnu 1992 byl na obloze vidět průlet meteoru z několika východoamerických států. Meteor ve vzduchu explodoval a jeho fragmenty dopadly do obydlených oblastí.

Zdroj: <http://apod.nasa.gov/apod/ap021118.html> dostupné 16.8.2014



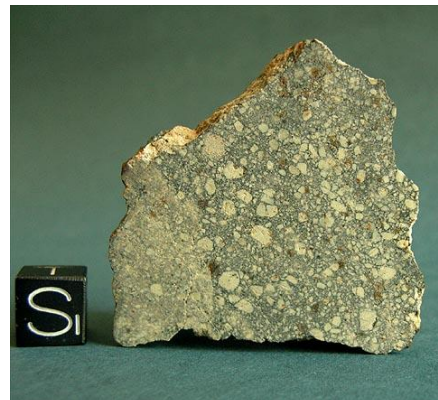
Obrázek 8

Meteor z Peekskill při průletu atmosférou. Jeho průlet i postupné exploze byly natočeny z mnoha míst. Zdroj:

http://www.amnh.org/education/resources/rfl/web/meteoriteguide/images/peekskill_lg.jpg dostupné 16.8.2014

2.2. Achondrity

Kamenné, diferencované meteority, které nejsou příliš časté. Představují jen asi 3% všech meteoritů. Přesto reprezentují největší skupinu diferencovaných meteoritů. Jsou to tělesa z pásu asteroidů, Marsu a Měsíce. Prodělaly přetavení a rekrystalizaci. Na rozdíl od chondritů obsahují obecně mnohem méně železa. Tvořené jsou křemičitanovými minerály, často olivínem, plagioklasem, pyroxenem. Mohou dokumentovat kůru menších planetek, asteroidů, odkud byly vlivem srážek kosmických těles vyraženy (Lauretta and McSween 2006).



Obrázek 9 Achondrit(diogenit), nalezený v roce 2006 v Maroku. **Zdroj:** <http://www.meteorite-recon.com> dostupné 16.8.2014

2.2.1. Primitivní achondrity

Ačkoliv jsou achondrity produkty úplného přetavení a rekrystalizace, existuje skupina tzv. primitivních achondritů, které jsou výjimkou. Primitivní achondrity jsou jen částečně diferencované, prošly jen částečným přetavením. Chemicky se podobají chondritům, ale liší se strukturou, která ukazuje částečné tavení a rekrystalizaci. Dělíme je do tří podskupin na Acapulcoity(ACA), Lodranity(LOD) a Winonaity(WIN) (Norton and Chitwood 2008).

Chemickým složením i fyzikálními vlastnostmi jsou si ACA s LOD velmi podobné. Liší se především velikostí zrn. ACA jsou jemně zrněné 0,2-0,4mm primárně orthopyroxenem a olivínem. LOD má hrubší zrna 0,5-1,0mm převažují silikátové olivíny. Byly dlouho vystavené vysoké teplotě, která umožnila metamorfózu a malé migrace některých minerálů a jejich rekonfiguraci do jednoduchých pozic. Teplota však nebyla tak vysoká, aby došlo k celkovému přetavení (Norton and Chitwood 2008).

Winonaity jsou chemicky podobné chondritům, obsahují reliktů chondritů, železo, nikl, železité sulfidické žíly. Kvůli obsahu kovů, jsou často řazeny mezi železné meteority. Primitivní achondrity jsou někdy uvažovány jako přechodné meteority mezi chondrity a achondrity (Norton and Chitwood 2008).

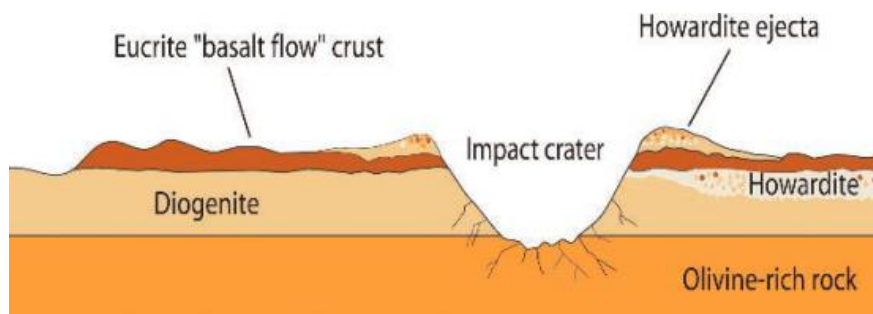
2.2.2. HED bazaltické achondrity

Představují vulkanity i plutonity utvořené z bazických magmat. Jsou to produkty úplného přetavení. Jsou podobné pozemskému bazaltu. Nemají oxidy železa, pouze železo. Zahrnují tři druhy meteoritů, které se od sebe liší. Přesto všechny pravděpodobně pocházejí z jednoho mateřského tělesa, kterým by měla být planetka 4Vesta (Norton and Chitwood 2008).

Více než polovinu (52%) HED tvoří eukrity. Jsou zároveň nejčastějšími meteority ze všech achondritů. Tvoří však pouze 5% všech známých meteoritů. Postrádají chondry, což naznačuje jiný vývoj než u chondritů. Jsou porovnávány se zemským bazaltem, který je však tmavší díky pyroxenům bohatým na Fe. V eukritech je pyroxen bohatý na Ca, mají spíše tmavě hnědou barvu, přecházející až do černé krusty se skelným leskem. Struktura je jemnozrná jako u lávových bazaltů, chemicky se však liší (Norton and Chitwood 2008).

Diogenit je označení pro plutonické meteority, které by měly být uloženy na asteroidu 4Vesta hluboko pod eukritovou kůrou. Jsou převážně z orthopyroxenu, plagioklasu a malého množství olivínu, bohatého na magnesium. Tvoří monomiktní brekcie z velkých hranatých fragmentů o velikosti i více než 25mm (Norton and Chitwood 2008).

Howardity jako poslední ze skupiny HED tvoří polymiktní brekcie složené z drti eukritického a diogenitického materiálu a příměsí klastů uhlíkatých chondritů a xenolitických inkluzí. Vznikly impaktem cizího tělesa, do planetky Vesta. Na prach drcená eukritová kůra a podložní diogenit pak utvořili regolit, který dále konsolidoval. Tento jev je znám i z měsíce a jiných asteroidů (Norton and Chitwood 2008).



Obrázek 10 Řez svrchním pláštěm a kůrou asteroidu 4Vesta. Ilustruje původ HED meteoritů. **Zdroj:** *Field Guide to Meteors and Meteorites*

2.2.3. Aubrity, Brachinity, Urelity, Angrity

Představují achondrity původem z pásu asteroidů. Jejich počty jsou poměrně malé. Dělíme je na čtyři typy.

Aubrity jsou meteority složené z téměř čistého křemičitanu hořčíku. Bílé barvy, přecházející do světle šedé kůry. Jsou téměř bez železa, což je také jeden z důvodů jejich světlé barvy. Chemicky jsou podobné enstatickým chondritům. Kromě enstatitu, který převládá, obsahují nepatrné množství trolitu (FeS), FeNi kovu, olivínu, plagioklasu chudého na vápník a klinopyroxenu ve formě diopsidu. Struktura připomíná brekcie. Aubrity jsou poměrně křehké (Norton and Chitwood 2008).

Brachinity představují ultramafickou horninu tvořenou z 90ti% olivínem a malým množstvím klinopyroxenu (diopsidu). Jednotlivá zrna olivínu mají přibližně stejnou velikost. Brachinity obsahují také 20% železa vázaného v minerálech. Vyskytují se poměrně vzácně. Na Zemi existuje jejich ekvivalent jako dunit (Norton and Chitwood 2008).

Angrity jsou vyvřelé ultramafické horniny, které se skládají ze tří primárních minerálů bohatých na vápník. A sice anorthit, olivín a klinopyroxen (Norton and Chitwood 2008).

Ureility, vyvřelé, z klinopyroxenu, olivínu, FeNi kovu a troilitu složené meteority. Jsou zvláštní hlavně obsahem grafitu a také uhlíku ve formě lonsdaleitu, jakožto hexagonální formy diamantů. Výskyt jak grafitu, tak diamantů naznačuje, že by ureility měly být poznamenané šokovou metamorfózou, tedy mají silnou impaktní historii (Norton and Chitwood 2008).

2.2.4. Marsovské achondrity

Skupina meteoritů původem z Marsu, odkud byly vymrštny srážkou s Marsu s jiným tělesem. Jsou výrazně šokově postiženy, mají malé stáří a dělí se na tři typy.



Obrázek 11 Zeleně zbarvený shergottit.

Zdroj:

<http://geology.about.com/od/meteorites/ig/meteorites/Shergottite--Martian-Meteorite.htm>

dostupné 16.8.2014

Shergottity mají bazaltickou strukturu, jsou nejhojnější a převládá u nich pyroxen, plagioklas a maskelynit (typ skla vytvořeného šokovou metamorfózou z plagioklasu). Téměř 23% objemu je tvořeno maskelynitovou fází (Norton and Chitwood 2008).

Nakhlity meteority složené primárně z augitu, který jim dává nazelenalou barvu. Dále obsahují iddingsit (produkt alterace), který může být také indikátorem přítomnosti vody. Na rozdíl od ostatních marsovských meteoritů nakhlity mají jen malé známky šoku (Norton and Chitwood 2008).

Chassignity podobné pozemským dunitům, obsahují asi 90% olivínu bohatého na železo, klinopyroxen a plagioklas. Prodělaly velký šok, který způsobil modročerné zabarvení olivínu. Vyskytují se vzácně (Norton and Chitwood 2008).

ALH 84001, speciální typ, který je pouze jeden, byl nalezen na Antarktidě a původně klasifikován jako diogenit. Později se ukázalo, že se jedná o kámen původem z Marsu. Byly na něm nalezené důkazy fosilního mikrobiálního života (Norton and Chitwood 2008).

2.2.5. Měsíční achondrity

Kameny vyražené z Měsíce srážkou s cizími tělesy. Rozlišujeme bazalty z měsíčních moří, které představují bazaltické vyvřelé krystalické horniny, složené hlavně z železitého pyroxenu, olivínu, ilimenitu a na železo chudého plagioklasu. A anorthositické regolitické brekcie, horniny měsíčních vysočin. Jedná se primárně o mono minerální vyvřelé horniny, složené převážně z anortitu (vápenatý plagioklas bohatý na hliník a chudý na železo). Tvoří 80% měsíčních vrchovin (Norton and Chitwood 2008).



Obrázek 12 Anorthositická regolitická brekcie z měsíčních vrchovin. Nalezen na Antarktidě. **Zdroj:** *Field Guide to Meteors and*

2.3. Železo- kamenné meteority

Meteority tvořené z poloviny železem a z poloviny silikáty. Dělí se do dvou základních skupin na pallasity a mesosiderity.

2.3.1. Pallasity

Pocházejí z rozhraní kovového jádra a křemičitanového pláště diferencovaných asteroidů. Jsou chemicky podobné některým železným meteoritům. Tvoří směs Fe-Ni a olivínu. Rozložení krystalů olivínu je různé, někdy se krystaly shlukují, jindy jsou rovnoměrně v celém objemu meteoritu. Pokud má kov dostatek místa někdy tvoří oktedry. Struktura pak vyniká a případně dodá vybroušeným kusům na kráse. Pallasity jsou právem označovány za nejkrásnější meteority. Podle chemických nancí, velikosti a rozložení krystalů se dále podrobně dělí (Norton and Chitwood 2008).



2.3.2. Mesosiderity

Stejně jako pallasity obsahují podobný poměr kovu a silikátů. Přesto toho obě skupiny nemají tolik společného. Mesosiderity byly formovány tavením způsobeným impakty v době kolizí rané Sluneční soustavy. Představují směs mnohem rozmanitějších vzorků mateřských asteroidů, než pallasity. Jedná se o polymiktní brekcie, které jsou z hranatých i kulatých fragmentů různého minerálního složení. Objevuje se množství ortopyroxenu, plagioklasy i eucritický materiál. Také inkluze a žíly Fe-Ni kovu. Zajímavostí je, že chybí olivín, který je v ostatních meteoritech velmi častý. Tak rozmanitá stavba je dána právě vznikem z mnoha a mnoha srážek různých těles (Norton and Chitwood 2008).

Obrázek 13 Pallasit nalezený v roce 1967 v Rusku. Krystaly olivínu obklopené kovem. **Zdroj:** <http://www.meteorite-recon.com> dostupné 16.8.2014

2.4. Kovové meteority

Pocházejí z kovových jader asteroidů. Nejdůležitější slitina, kterou obsahují, je Fe-Ni. Pokud je obsah niklu nízký, jedná se o kamacit. Slitinu s vysokým obsahem niklu nazýváme taenit. Podle chemického složení dělíme kovové meteority do čtrnácti skupin, podle struktury do tří základních skupin. Hexaedrity, oktaedrity a ataxity. O tom, jaký meteorit z roztaveného kovu nakonec vznikne, rozhoduje především obsah niklu (Norton and Chitwood 2008).



Obrázek 14 Oktaedrit nalezný 1906 ve Švédsku. Dobře patrné Widmanstattenovy obrazce. **Zdroj:** <http://www.meteorite-recon.com> dostupné 16.8.2014

2.4.1. Hexaedrity

Jsou tvořené kamacitem, mají pouze 4,5-6,5% niklu. Vlivem šokové vlny bývají viditelné Neumannovy linie, což jsou paralelní lamely široké 1-10 μ m, viditelné jsou po vybroušení, vyleštění řezu meteoritu a aktivování kyselinou (Norton and Chitwood 2008).

2.4.2. Oktaedrity

Mají 6-17% niklu. Tvoří je nejen kamacit ale i taenit, zároveň jsou nejběžnějšími typy železných meteoritů. Tak jako u hexaedritů jsou Neumannovy linie, tak u oktaedritů rozlišujeme Widmanstattenovy obrazce, které vznikly velmi pomalým ochlazením meteoritu a tvoří je taenit i kamacit. Aby byly obrazce vidět, je potřeba, stejně jako u Neumannových linií, řez vyleštit a vyleptat kyselinou (Norton and Chitwood 2008).

2.4.3. Ataxity

Meteority poslední skupiny. Obsahují více než 16% niklu. Pouhým okem na nich nejsou vidět ani po vyleptání žádné struktury. Mají obyčejnou šedou kovovou barvu. Pod mikroskopem bychom však měli Widmanstattenovy obrazce spatřit (Norton and Chitwood 2008).

2.5. Komety

Také komety představují, tělesa, jež mohou impaktovat Zemi. Na rozdíl od asteroidů, ze kterých většinou pocházejí meteory- meteority, mají komety zásadně větší obsah těkavých látek a ledů. Právě evaporace těchto ledových komponent vytváří pro komety tolik typický ohon. Velikost jádra komety, tedy té kompaktní části je nejvýše v řádech kilometrů, maximálně několik desítek kilometrů. Koma, tedy jakýsi obal okolo jádra, dosahuje rozměrů v řádech několika desítek tisíc kilometrů a délka ohonu může být až několik stovek tisíc kilometrů (French 1998).

Vlivem Slunce se zmenšují a postupně zanikají. Pocházejí z chladných částí vesmíru, co je také důvod jejich ledového složení. Rozdělujeme je do dvou základních skupin, podle tvaru jejich orbity na krátkoperiodické a dlouhoperiodické. Krátkoperiodické zpravidla oběhnou svůj orbit do 200let. Mohou mít také relativně krátké, pouze několikaleté dráhy. Naproti tomu, dlouhoperiodickým kometám trvá oběh jednoho obitu tisíce let. Komety se pohybují v porovnání s meteoroidy zřetelně rychleji. Rychlosti vstupu do atmosféry mohou být přes 70km/s. Kvůli jejich ledovému složení a vysoké teplotě, které jsou při průletu atmosférou vystaveny, explodují (French 1998).

2.6. Hustoty meteoritů

Z pohledu modelování impaktů musíme brát na hustotu meteoritů ohled. Hustota je velmi úzce spjata s hmotností a hmotnost spolu s rychlostí je zásadní pro kinetickou energii tělesa. Ačkoliv meteoritů existuje obrovské množství, jejich hustoty nemají až tak velký rozptyl jak by se mohlo zdát. Naprostou většinu známých meteoritů můžeme zařadit do rozmezí 3000-4000kg/m³. Samozřejmě existují výjimky, kdy extrémně nízkou hodnotu (cca 1700kg/m³) má například v Kanadě nalezený uhlíkatý chondrit (de Pater and Lissauer 2010). Obecně platí, že menší hustotu mají meteority s vyšším obsahem těkavých látek, tedy některé uhlíkaté chondrity. Železné meteority naopak představují skupinu s vysokou hustotou (Britt and Consolmagno 2003).

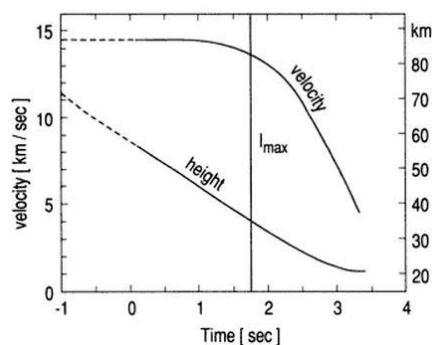
Pro chondrity jsou typické hodnoty mezi 2110-3720kg/m³. Spodní hranici tohoto intervalu tvoří některé uhlíkaté chondrity. Hranici horní, naopak enstatické chondrity (Hawkes, Mann et al. 2006).

Achondrity mají hodnoty 2700-3800kg/cm³, přičemž tento interval určují měsíční meteority. Spodní hranici reprezentují breccie měsíčních vysočin a horní hranici bazalty měsíčních moří. Ostatní achondrity spadají svými hustotami přibližně do středu tohoto intervalu (Hawkes, Mann et al. 2006).

Vyšší hustoty mají železo-kamenné meteority, které jsou průměrně mezi 4250-4760kg/cm³. Nejvyšších hodnot dosahují s hustotami 7000-8000kg/cm³ železné meteority (Hawkes, Mann et al. 2006).

2.7. Rychlosti a procesy v atmosféře

Meteoroidy nejčastěji vstupují do atmosféry rychlostmi mezi 11 a 73km s⁻¹. Tělesa asteroidálního původu mají obvykle nižší (15km s⁻¹) rychlosti než kometární objekty (30km s⁻¹) (de Pater and Lissauer 2010). To ovšem neznamena, že meteor narazí do země takovou rychlostí, jakou přiletěl z kosmu. Vliv atmosféry je pro některá tělesa úplně likvidační, vlivem vysokých teplot explodují. Jiná jsou zbrzděna na rychlost volného pádu a některá si částečně dokáží svou hyper rychlost zachovat až do impaktu (Opik 2004). Pokud je těleso hmotné, má atmosféra jen zanedbatelný vliv (příklad impakt Chixculub).



Obrázek 15 Znárodnění poklesu rychlosti vzhledem k výšce meteoritu. I_{max} označuje největší intenzitu světla. **Zdroj:** Meteorites: Messengers from Space

Hloubka průniku meteoru do vrstvy atmosféry záleží hlavně na velikosti a rychlosti tělesa. Vliv má ale i spousta dalších faktorů, jako úhel, pod kterým meteor atmosférou prolétá, hustota atmosféry samotné, a mnoho dalšího. Výpočty, které se ve fyzice meteorů provádějí, jsou někdy sice jen orientační, přesto bývají výsledky dostatečné (Opik 2004).

Výsledný kráter nebo škody, které potencionální srážkou mohou vzniknout, jsou ovlivněny především velikostí meteoroidu vstupujícího do atmosféry. Pokud budeme uvažovat dvě tělesa o stejné velikosti, podobné dráze, ale rozdílných rychlostech vstupu do atmosféry. Pak výsledný účinek na pevný zemský povrch bude i přes rozdílné rychlosti velice podobný. Právě atmosféra má hlavní vyrovnávací vliv na různé vstupní

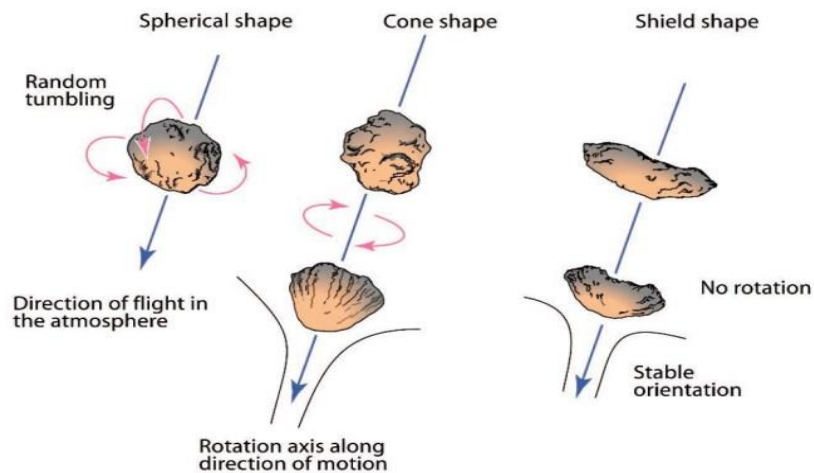
rychlosti meteoroidů. Odpor vzduchu je dán průřezem tělesa, ale podstatný vliv má rychlost samotná. Pokud se těleso ve vzduchu pohybuje nadzvukovou rychlostí, pak zvýšení odporu vzduchu roste s druhou mocninou rychlosti. Z toho důvodu jsou tělesa s vyšší vstupní rychlostí zpomalována více než ta s nižší vstupní rychlostí. Tímto způsobem dochází v atmosféře ke srovnání rychlostí velikostně podobných těles s různými vstupními rychlostmi (Heide and Wlotzka 1995). Meteor se tedy zpomaluje, přichází o svoji kinetickou energii, která přechází do formy tepla a světla.

Už při výškách 100km nad povrchem začíná meteor svítit. Plyn (atmosféra) se stlačuje, zahřívá se a spolu s třením rozžhává povrch meteoru až na teploty 2000K. Dochází k ablaci povrchu tělesa. Už tento jev sám o sobě vydává světlo. Není však tak silné, aby bylo jednoduše vidět pouhým okem ze země. Přidává se druhý proces, kdy se od rozžhaveného meteoru zahřívá i okolní vzduch, čímž dochází k ionizaci atmosférických atomů. Ty jsou ale téměř okamžitě zachytávány zpět do okolních atomů za vyzařování velkého množství světla. Takto vznikají ohnivé koule zářícího plynu okolo meteoru (Norton and Chitwood 2008).

Zvuk, který může doprovázet pohyb meteoru atmosférou je způsoben tlakovými vlnami, které generuje těleso pohybující se supersonickou rychlostí. Taková vlna sama o sobě dokáže napáchat škody i ve velkých vzdálenostech od místa samotného dopadu. Příkladem uvedu tlakovou vlnu způsobenou Čebarkulským meteoritem. Meteorit dopadl více než 70kilometrů od města Čeljabinsk, kde napáchala tlaková vlna nemalé škody.

I přes obrovské teploty, které doprovázejí průlet meteoru atmosférou, běžně nejsou meteority po dopadu nikterak rozžhavené. Ve výškách 15km už bývá kosmická rychlost meteoru zredukována natolik, že těleso dále padá volným pádem, při kterém už teplota klesá (velmi záleží na velikosti tělesa). Na povrchu může vzniknout vrstvička ledu nebo sněhu, která se někdy zachová i minuty po dopadu (Norton and Chitwood 2008).

Tvar meteoritu je určující pro jeho pohyb v atmosféře. Kulatá tělesa se nahodile otáčejí všemi směry. Tělesa kuželovitého tvaru začnou rotovat kolem osy podélné ve směru letu. Plochá tělesa téměř bez rotace padají ve stabilní pozici (Norton and Chitwood 2008).



Obrázek 16 Schéma naznačující pohyb tělesa v atmosféře. **Zdroj:** *Field Guide to Meteors and Meteorites*

Vysoká teplota při průletu tává povrch meteoroidu, vzniklý přetavený povlak na povrchu může tvořit druhotnou krustu. Silnější vrstva taveniny pak může tvořit protáhlé kapky na povrchu a proudové stopy. V případě železných meteoritů vznikají různě výrazné důlky. Nazýváme je regmalypty (Norton and Chitwood 2008).



Obrázek 17 Regmalypty na železném meteoritu. **Zdroj:** *Field Guide to Meteors and Meteorites*

3. Impaktní krátery

Představují produkty přeměny kinetické energie na její mechanické, seismické a tepelné formy. Podle toho, kolik energie tělesu při dopadu zbývá, vznikají různé druhy impaktních kráterů. Nejčastěji je dělíme na tři základní druhy. Úderové krátery, jednoduché a komplexní. Také můžeme přistupovat k dělení z pohledu rychlosti impaktujícího tělesa. Kdy se krátery označují jako hyper-rychlostní nebo nízkorychlostní (French 1998). Při nízkorychlostních impaktech není v kráteru velký objem přetavené horniny (Melosh and Collins 2005).

3.1. Úderové krátery

Energie impaktů menších meteoritů (do několika metrů) není dostatečná, aby mohla vzniknout exploze. Těleso narazí do země a brázdí její povrch. Vznikají tak vyryté krátery. Jejich velikost je několika násobně větší než rozměry meteoritu, který je způsobil. Krátery mají standardní kruhovitý tvar. Pokud je ale meteorit narazí do měkké zeminy, může být výsledný kráter jen o málo větší než je průměr meteoritu. Takové krátery označujeme jako penetrační. Meteorit zůstává v kráteru (Hodge 1994).

3.2. Jednoduché krátery

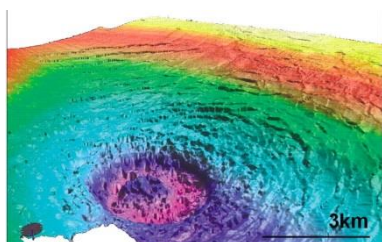
Způsobují je větší tělesa. Mají dostatečnou energii, aby mohly explodovat a vytvořit šokové vlny. Někdy tyto struktury označujeme jako výbuchové krátery. Mají pravidelný kruhovitý nebo protáhlý tvar v závislosti na úhlu dopadu. Převážně vytvářejí mísovité prohlubně se zvýšenými okraji. Okraj bývá tvořen pozvednutým okolím a vyvrženým materiálem. Rozměry mohou být od desítek metrů až po několik kilometrů. Hranice je cca 4km. Těleso meteoritu se zpravidla vypaří při explozi a zanechává nanejvýš drobné úlomky (Hodge 1994). Hloubka bývá 1/5 průměru.



Obrázek 18 Arizonský kráter je příkladem jednoduchého kráteru. Je široký 1200m, hluboký 200m, nemá středovou elevaci ani okrajové zlomy. Vznikl před 50 000 lety, impaktem tělesa širokého pouze 30m. **Zdroj:** https://solarsystem.nasa.gov/multimedia/display.cfm?IM_ID=789 dostupné 16.8.2014

3.3. Komplexní krátery

Jsou charakteristické elevací v jejich středu a koncentrickými prstenci, které vytvářejí hřebeny a příkopy. Okraje takových kráterů bývají terasovitě, postižené zlomy. Mají rozměry stovky až kilometrů (Hodge 1994). Rozlišujeme je právě podle průměrů. Nejmenší komplexní krátery mají jen centrální elevaci ve formě jednoduchého vrcholu. S rostoucí šířkou kráteru vrcholek přechází do rozměrů spíše vrcholové pánve. Dále se začínají tvořit prstence okolo vrcholku, poté okolo pánve až vznikají multiprstencové komplexní krátery (Osinski and Pierazzo 2012). Vnitřní prstence často tvoří nepravidelné kopce a spodní části pánve mohou být částečně poznamenány lávou, která intrudovala z roztaveného podloží (Hodge 1994).



Obrázek 19 Multiprstencová struktura Silverpit. Tento kráter leží v Severním moři, tvoří více prstenců ačkoliv jeho velikost je nezvykle malá, jen asi 20km. Obrázek pochází z dat 3D seismiky. **Zdroj:** <http://gsabulletin.gsapubs.org/content/117/3-4/354/F7.expansion.html> dostupné 16.8.2014

3.4. Mikro- krátery

Specifický typ kráterů, které jsou menší než jeden centimetr. Mohou mít velikosti pouze desítek μm . Vznikají impakty mikrometeoritů nebo zrn kosmického prachu na kamenné povrchy. Jejich středová jamka bývá velmi často pokryta sklovitou vrstvičkou (de Pater and Lissauer 2010). Mikro- krátery jsou problémem pro kosmické mise. Krátery samotné nehrají roli, ale extrémně rychlé malé částice, které je způsobují, poškozují družice, sondy, raketoplány. Ničí jejich pláště, solární panely a jiné.



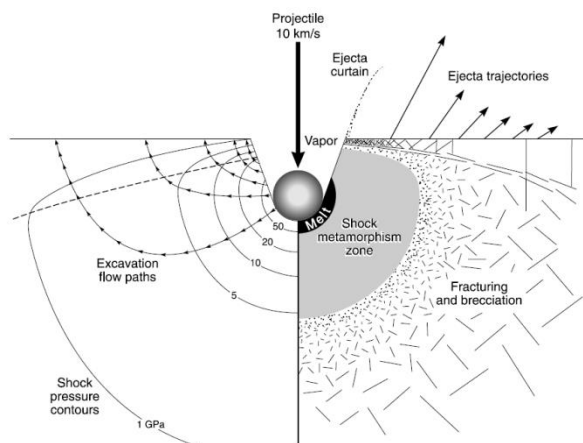
Obrázek 20 Mikro- kráter o velikosti $30\mu\text{m}$. Nalezen byl na materiálu pocházejícím z Měsíce, který přivezla mise Apollo 11. Obrázek pochází ze skenovacího elektronového mikroskopu. **Zdroj:** Planetary Sciences

4. Formování kráteru

Formováním kráteru rozumíme proces, který nastává v okamžiku, kdy impaktující těleso poprvé ovlivní povrch Země (ev. jiné planety). Budeme také uvažovat situaci, kdy těleso fyzicky narazí na povrch (k formování kráteru může dojít také explozí meteoroidu v dostatečné vzdálenosti vzhledem k povrchu). Jako konec procesu formování bereme okamžik, kdy už dopadly poslední trosky okolo kráteru. Celý proces formování rozdělujeme do tří fází (de Pater and Lissauer 2010).

4.1. Kontaktní a kompresní fáze

Nejkratší ze všech tří fází. Začíná v okamžiku, kdy se projektil dotkne povrchu planety. Trvá jen nepatrně déle, než potřebuje impaktující těleso k proletění dráhy o svém průměru. Projektil během této fáze předává svojí relativní kinetickou energii prostředí, do kterého naráží (Melosh 2011). Pokud narazí na pevné horninové prostředí, penetruje jej do hloubky maximálně dvojnásobku svého průměru (neplatí u penetračních kráterů). Jeho kinetická energie je převedena do rázové vlny, která se generuje na rozhraní projektilu a horninového okolí (French 1998). Část vlny se šíří právě do okolního horninového prostředí a část také do meteoritu. Se vzdáleností od místa dopadu energie rázové vlny rychle klesá. Jednou z příčin je útlum v horninovém prostředí způsoben geometrickým rozšiřováním, kdy se neustále zvětšuje oblast pomyslné polokoule směrem od místa dopadu a s rostoucí plochou a vzdáleností klesá energie vlnění. Dalším důvodem rychlého poklesu energie rázové vlny je přeměna energie na teplo, deformaci a akceleraci (French 1998). Rozložení tlakové vlny můžeme modelovat za pomoci Rankin- Hugoniotových podmínek.



Obrázek 21 Schématický řez kontaktní a kompresní fáze. Vlevo je znázornění vyvolaného tlaku v Gpa. Pravá strana znázorňuje vliv na geologické prostředí ve formě tavení, šokové metamorfózy a drcení. Na povrchu dochází ke spalaci a výtryskům hmoty projektilu.

4.1.1. Rankin- Hugoniotovy podmínky

Rovnice odvozeny P. H. Hugoniotem roku 1887. Vztahují se k energii, rychlosti, tlaku a hustotě materiálu v celé oblasti tlakové vlny (de Pater and Lissauer 2010).

$$\rho(v - v_p) = \rho_0 v \quad (1)$$

$$P - P_0 = \rho_0 v_p v \quad (2)$$

$$E - E_0 = \frac{P+P_0}{2} \left(\frac{1}{\rho_0} - \frac{1}{\rho} \right) \quad (3)$$

Kde ρ představuje hustoty ve stlačeném prostředí, ρ_0 hustoty v nestlačeném prostředí, P představuje tlaky před tlakovou vlnou, P_0 tlaky za tlakovou vlnou, v je rychlost šoku, v_p udává rychlost částic za šokovou vlnou (pokud je materiál v klidu pak jí bereme jako nulovou). E vyjadřuje energii na jednotku hmoty před šokem a E_0 za šokem (de Pater and Lissauer 2010).

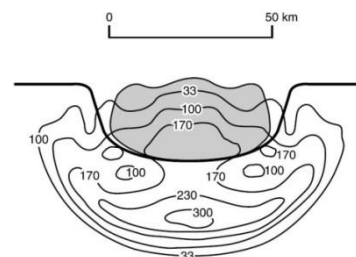
Ačkoliv tyto tři rovnice platí pro zachování energie hmoty a hybnosti a popisují celé čelo vlny u všech materiálů, nejsou dokonalé. Samy o sobě neposkytují dostatek informací k určení výsledku nárazu. Aby mohly být použity k vypočítání maximálního tlaku, rychlosti částic a rychlosti šoku, je potřeba doplnění o stavovou rovnici, která definuje vztah mezi tlakem, vnitřní energií a hustotou každého materiálu $P = P(\rho, E)$. Výhodněji se využívá vztahu mezi rychlostí šoku a rychlostí částic za šokovou vlnou $V = V(V_p)$. Tento vztah je často lineární proto nejvyžívanější stavová vychází z něho. $V = c + S v_p$ (4) c a S jsou empirické konstanty, přičemž c je objemová rychlost zvuku a S je bezrozměrný sklon (Melosh 2011).

Tlak vyvolaný při srážce meteoroidu s pevným povrchem se vyjadřuje z Hugoniotových rovnic, kde pro nízkorychlostní impakty platí: $P \approx \frac{1}{2} \rho_0 c_s v$ (5)

c_s je rychlost zvuku jako $c_s = \sqrt{\frac{K_m}{\rho_0}}$ kde K_m je objemový modul pružnosti materiálu.

Pro vysokorychlostní impakty platí vztah $P \approx \frac{1}{2} \rho_0 v^2$ (6)

Obrázek 23 znázorňuje rozložení rázové vlny a deformaci původně sférického projektilu krátce po dopadu. Těleso penetruje povrch asi do poloviny svého původního průměru. Došlo k vytvoření intenzivních rázových vln směrem od rozhraní povrchů obou těles. Projektil se silně deformuje a rázová vlna prochází také skrze jeho objem (French 1998).



Obrázek 22 Šíření tlaku(Gpa) během kontaktní fáze.
Zdroj: *Traces of catastrophe*

V momentě kdy rázová vlna dorazí na zadní konec meteoritu, dojde k jejímu odražení, vzniku odražených vln a jejich pohybu zase směrem k rozhraní. Tím dochází k dekompresi do té doby extrémně stlačeného meteoritu. Ten se okamžitě taví a odpařuje (French 1998). Za předpokladu podobných vlastností meteoritu a povrchu na který narazí, odvádí tímto procesem projektil méně než 50% energie. Během dekomprese se také končí proces vysokorychlostních výtrysků materiálu z projektilu a povrchu planety. Takový proces začal okamžitě při kontaktu projektilu a povrchu. Vlivem tlakové vlny byl materiál rozprášen po okolí rychlostí několika km/s (de Pater and Lissauer 2010). Velká část meteoritu se z kráteru odpaří a jako pára a ohnivá koule mizí. Tím je ukončena první fáze formování kráteru. K vypaření meteoritu dochází samozřejmě u původně velkých těles, která si dokázala zachovat vysokou rychlost až do momentu impaktů. Zbyde po nich nanejvýš zadní část. Pokud bylo těleso malé (max. několik metrů) v kráteru zůstane (de Pater and Lissauer 2010).

Material	ρ_0 (kg/m ³)	c (km/s)	S
Aluminum	2750	5.30	1.37
Basalt	2860	2.6	1.62
Calcite (carbonate)	2670	3.80	1.42
Coconino sandstone	2000	1.5	1.43
Diabase	3000	4.48	1.19
Dry sand	1600	1.7	1.31
Granite	2630	3.68	1.24
Iron	7680	3.80	1.58
Permafrost (water saturated)	1960	2.51	1.29
Serpentine	2800	2.73	1.76
Water (25°C)	998	2.393	1.333
Water Ice (-15°C)	915	1.317	1.526

Tabulka 1 Přehled konstant různých materiálů pro stavovou rovnici (4).
Zdroj: *Planetary surface processes*

4.2. Exkavační fáze

Zatímco se během dekomprese projektil vypařil, roztavil a odvedl tak část počáteční energie impaktu, tlaková vlna se šíří dál do většího objemu. Projektil samotný už nehraje roli, jeho pozůstatky jsou mizivé. Zachová se převážně jen ve formě úlomků a drobných zbytků taveniny v kráteru a jeho okolí (Melosh 2011). Okolní prostředí se ohřívá a energie tlakové vlny ubývá. Původně tlaková vlna tak slábne, přechází do vlny elastické a vznikají odražené vlny (de Pater and Lissauer 2010).

Tlak rázové vlny, vyjádřený jako funkce vzdálenosti od místa impaktu, je dán vztahem:

$$P_0 = P_0 \left(\frac{a}{r}\right)^n \quad (7)$$

kde P_0 je tlak vzniklý během kontaktu a komprese, r je vzdálenost od impaktu, a značí poloměr projektilu a mocnina n je číslo 2-4 v závislosti na síle rázu. Při silnějším rázu bude n vyšší, často se ale používá hodnota 3 (Melosh 2011).

S poklesem tlaku rázové vlny, vznikem odražených vln a elastických vln dochází vlivem dekomprese materiálu v oblasti odražených vln k inicializaci exkavačního proudu. Jde o proces, kdy dochází k vyvržení materiálu a otevření kráteru. Materiál je vyvržen mnohem pomaleji než během vysokorychlostních výtrysků při kompresní fázi (de Pater and Lissauer 2010). Doba, jakou trvá fáze vyvrhování materiálu, se liší podle velikosti impaktu. Například v případě kráteru v Arizoně (1200m průměr) byl pravděpodobný čas exkavace 10 vteřin. Přibližný čas je možné určit z periody gravitační vlny o vlnové délce srovnatelné s průměrem výsledného kráteru. Vztah ovšem funguje jen u velkých kráterů, kde má gravitace dostatečný vliv. To jsou krátery větší než jeden kilometr (Melosh 2011). Platí vzorec:

$$t_{cf} = \left(\frac{D}{g_p}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

kde D je průměr kráteru a g_p gravitační zrychlení.

Směr, jakým je materiál vyvrhnut, souvisí s jeho umístěním vůči kráteru. Materiál horní třetiny přechodové dutiny je vyvržen pryč. Hmota pod touto vyvrženou

zónou je zatlačena dolu. Okraje blízko povrchu jsou vyzdvihnuty a tvoří lem kráteru (de Pater and Lissauer 2010).

Materiál je vyvrhnut pod úhlem přibližně 45° vzhledem k okraji kráteru. Vzdálenost r , kam ejektovaný materiál dopadne, můžeme zjistit podle vzorce:

$$r = \frac{v_{ej}^2}{g_p} \sin 2\theta \quad (9)$$

kde v_{ej} je ejekční rychlost, g_p gravitační zrychlení a θ ejekční úhel vzhledem k povrchu. Obdobný vztah platí pro čas, jaký stráví vyvržený materiál ve vzduchu (Melosh 2011).

$$t = \frac{2v_{ej}}{g_p} \sin \theta \quad (10)$$

Pokud mají úlomky ejektované během impaktu ještě dostatečnou energii, mohou vytvářet sekundární krátery. Tento jev je patrný hlavně na jiných planetách, kde jsou takové struktury dobře rozpoznatelné. Platí, že maximální velikost sekundárních kráterů je 4% hlavního kráteru (Melosh 2011).

Během exkavace došlo k vymrštění materiálu postiženého impaktem do okolí. Otevřel se prázdný prostor, kde tedy chybí původní hmota. Takové dutině říkáme přechodný kráter. Má tvar otevřené misky a prozatím není stabilní. Jeho velikost je dána hlavně energií impaktu. Svou roli hrají ale také další faktory. Výsledný tvar přechodového kráteru závisí na rychlosti, velikosti, složení a úhlu dopadu meteoroidu. Vliv má také prostředí, kde dojde k impaktu. Záleží na složení, struktuře materiálu a gravitaci (de Pater and Lissauer 2010).

Existuje empiricky odvozený vzorec zohledňující výše zmíněné parametry, nezbytné k objektivnímu určení rozměru přechodového kráteru.

$$D \approx 2\rho_m^{0.11} \rho_p^{-1/3} g_p^{-0.22} R^{0.13} E_k^{0.22} (\sin \theta)^{1/3} \quad (11)$$

Kde ρ_m je hustota prostředí impaktu, ρ_p je hustota projektilu, g_p je gravitační zrychlení, R značí poloměr projektilu, E_k kinetickou energii impaktu a θ je úhel impaktu svíraný s lokální horizontální rovinou (de Pater and Lissauer 2010).

Málokteré prostředí je homogenní. Různá míra zvodnění, vstupní topografie, poruchy nebo jen různá pevnost hornin nakonec ovlivňuje výsledný tvar přechodného kráteru (Melosh 2011). Empirické výpočty a modely jsou tímto ovlivněné a při jejich interpretaci je tedy nutné s tímto počítat (Melosh 2011).

4.2.1. Expanze plynů

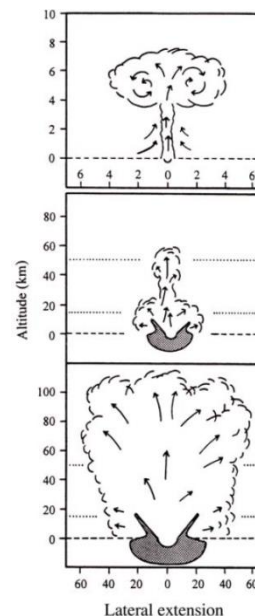
Při kompresní fázi došlo k vypařování projektilu. Pokud byla energie impaktu dostatečně velká, může dojít k zformování masivního oblaku páry. Takový oblak se během dekomprese a přechodu do exkavační fáze uvolňuje ven z přechodové dutiny. Jestliže má dostatečnou energii, pak dokáže nabrat únikovou rychlost a opustit atmosféru. Tímto způsobem může odstranit část atmosféry planety (Melosh 2011).

4.2.2. Šoková metamorfóza

Při tomto procesu dochází k mineralogickým změnám postizněných minerálů vlivem působení šokové vlny. Ve většině dopadových prostředí je rychlost pohybu šokové vlny mezi 6 až 10 km/s. Po průchodu vlny dojde opět ke snížení tlaku. V horninách dochází k metamorfóze minerálů. Jako příklad bych uvedl vznik mikro diamantů z uhlíku po dopadu meteoru (Melosh 2011)

4.2.3. Seismické otřesy

Seismickými otřesy nebudeme uvažovat jev způsobený akustickou tlakovou vlnou, vyvolanou průletem tělesa atmosférou. Otřesy jsou generovány také impaktem samotným. Elastické vlny, do kterých vlivem přeměny energie přechází šoková vlna generovaná impaktem, jsou velmi podobné seismickým vlnám, generovaným při zemětřeseních. Dochází k otřesům, ale elastické vlny mívají méně energie příčné vlny, jsou tedy méně ničivé než vlny zemětřesné (Melosh 2011).

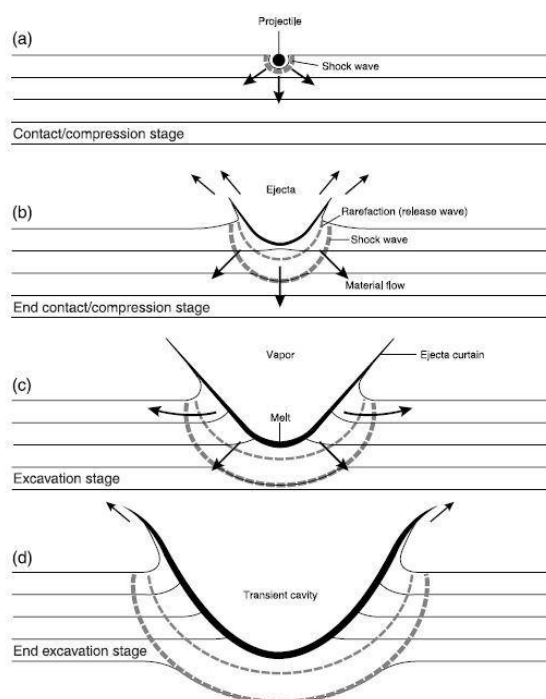


Obrázek 23

Expanze plynů a prachu při různých velkých impaktech. Zdroj: esa.int dostupné 16.8.2014

4.2.4. Spalace

Z hlediska modelování impaktu ve velkém měřítku není spalace nikterak významným jevem. Jedná se o proces vysokorychlostního vyražení malého množství materiálu z povrchu okolo vznikajícího kráteru. Protože tlak po dopadu projektilu je na povrchu nulový (atmosférický neuvažujeme), ale v prostředí postiženém šokovou vlnou je značný, dojde k vymrštění malého množství materiálu na povrchu směrem vzhůru. Takový materiál může získat únikovou rychlost a opustit planetu. Tento jev je důležitý zejména ve spojení s meteority. Kameny původem z Měsíce a Marsu se takhle nejspíš dostali na Zemi (Melosh 2011).



Obrázek 24

Znárodnění procesu kontaktní/kompresní fáze a exkavační fáze, kdy výsledkem je přechodný kráter. Dále bude pokračovat fáze modifikace, kde se úplně dokončí proces formování kráteru. Na hranici, kdy se přechodný kráter začne modifikovat, už bude možné rozeznat rozdíl mezi jednoduchým a komplexním kráterem. Projeví se vznik středové elevace. **Zdroj:** Planetary surface processes

4.3. Fáze kolapsu a modifikace

Jedná se o poslední část formování kráteru. Proces kolapsu a modifikace začíná okamžitě s koncem exkavační fáze. Původně rázové vlny expandovaly a ve formě elastických vln opustily oblast kráteru. Nehrají už vůbec žádnou roli v dalším formování (French 1998). Dochází také ke změně pohybu materiálu. Neodlétává už směrem pryč, ale začíná se sesypávat zpátky. Trosky se sunou po okraji kráteru dolů směrem do jeho středu. Takový kolaps může zvětšit průměr kráteru na povrchu až o 15% (Melosh 2011). Kolaps je řízen především gravitací a mechanickými pohyby. Doba, po kterou

proces probíhá, je srovnatelná s exkavační fází. Někdy se zjednodušeně jako konec považuje okamžik, kdy se hmota přestane přemisťovat a padat zpět do kráteru (French 1998). Nicméně z širšího pohledu procesy modifikace probíhají déle. Jsou ovlivňované standardními geologickými změnami jako eroze, sedimentace, izostatické vyzdvihování nebo průnik lávy.

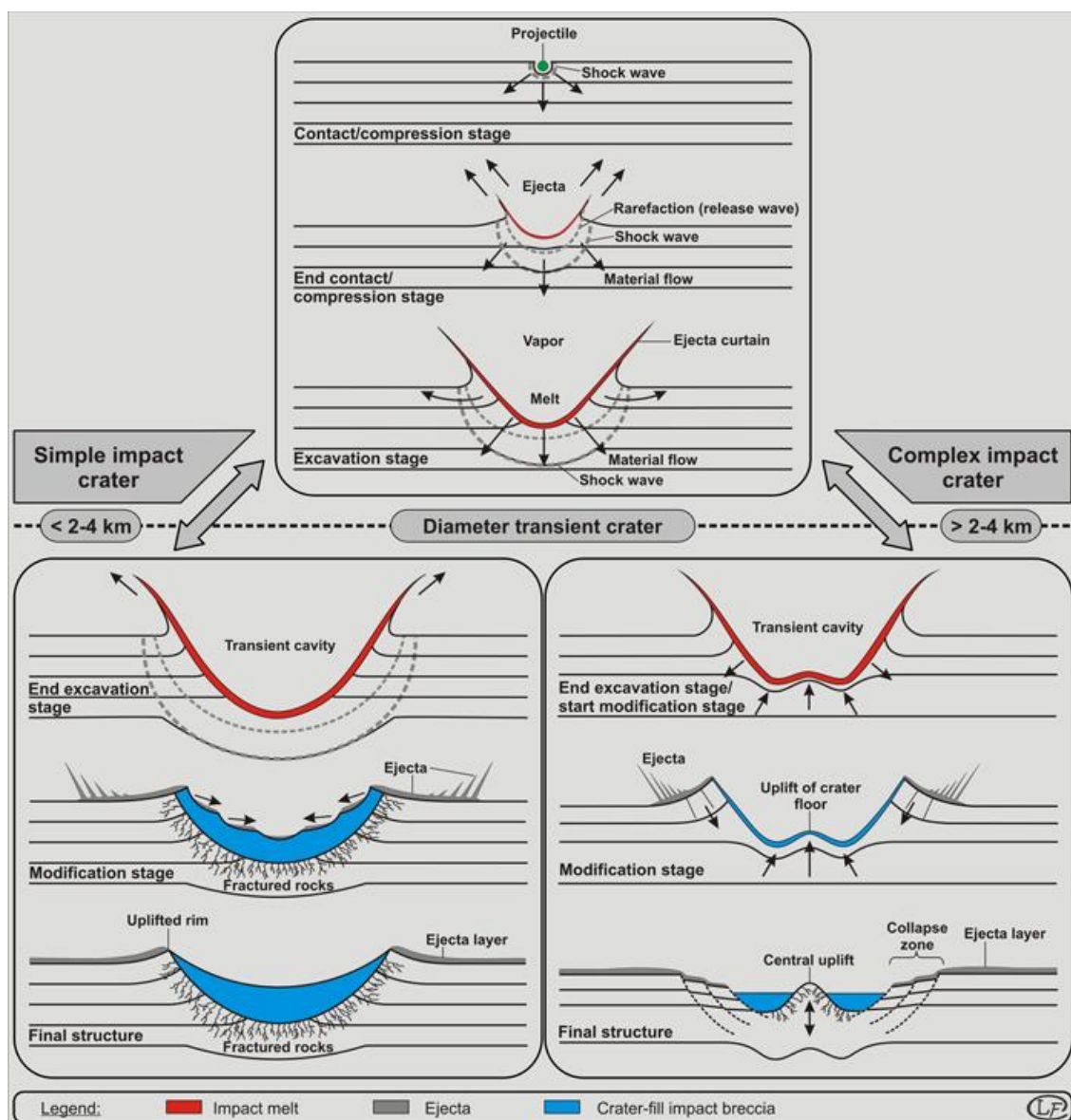
Účinky kolapsu na přechodný kráter jsou různé. Záleží především na velikosti kráteru a vlastnostech okolního prostředí. U malých kráterů, tedy do velikosti několika (cca 4) kilometrů, dochází pouze k sesypávání materiálu po okrajích dolu do prohlubně. Vzniká jednoduchý útvar miskovitěho tvaru, tedy jednoduchý kráter. V menším měřítku můžeme uvažovat také úderový kráter. Šířka takových kráterů bývá pětkrát větší než jejich hloubka. U čerstvých kráterů svírá úhel jejich stěn vůči dnu okolo 30° (Melosh 2011). Postupem času ale, každý kráter podléhá geologickým vlivům a jeho parametry se mění.

V podloží, pod dnem jednoduchých kráterů vzniká čočka polymiktních brekcií, složených ze všech složek prostředí, které kráter postihuje. Brekcie obsahují silně i jen velmi málo šokově postižené horniny. Ve spodní části čočky může být také menší množství roztavené horniny. Síla takových čoček bývá typicky ½ hloubky kráteru (Melosh 2011). Brekcie a úlomky hornin tvoří také dno kráteru.

V případě impaktu velkého tělesa, kdy má mít kráter mnohakilometrové rozměry, je proces kolapsu a modifikace mírně složitější. Vzniká komplexní kráter, jehož modifikace je odlišná od jednoduchého, který se moc neliší od přechodové formy. Komplexní kráter se od tvaru přechodové dutiny liší poměrně výrazně. Na rozdíl od jednoduchého kráteru, tedy probíhá kolaps v mnohem větším objemu (Melosh 2011).

Kolaps nastane nejdříve v nejhlubší části přechodové dutiny. Tou je střed kráteru. Dno je v těchto místech vyzdvihováno vzhůru. Zároveň se okolní materiál za jen mírného vyzdvižení pohybuje ke středu. Pohyb materiálu směrem do středu kráteru a nahoru způsobuje deficit hmoty při okrajích. Z toho důvodu dochází při okrajích k poruchám a vzniku poklesových zlomů. Zároveň různá pevnost pohybujícího se materiálu tvoří deprese v případě nižší a valy v případě vyšší pevnosti (Osinski and Pierazzo 2012). Jestliže je energie impaktu dostatečná a dojde k velmi rychlému

a masivnímu růstu středové elevace, taková struktura pak nemusí být stabilní a dojde k jejímu zhroucení. Pokud by se jednalo o ideální prostředí, materiál by se pohyboval jen v opačném směru dolů a do stran. Nicméně v horninovém prostředí dojde ke kombinaci zpětných pohybů a geologických poruch. Vznikne tak kolabovaná centrální elevace postižená zlomy (Osinski and Pierazzo 2012). Celou sérii pohybů můžeme přirovnat k puštění pevné kuličky do kapaliny. Výsledkem fáze kolapsu a modifikace pro mnohakilometrová tělesa je tedy komplexní kráter v nějaké své formě (viz 3.3.).



Obrázek 25

Schéma kompletního formování kráteru. Podle průměru přechodného kráteru je rozdělené na část vedoucí k jednoduchému kráteru.

A část, směřující ke komplexnímu kráteru. Zdroj: <http://www.meteorimpactonearth.com/> dostupné 16.8.2014

5. Numerické modelování

Numerické modelování je nedílnou součástí moderního světa, studium impaktů kosmických těles nezůstává pozadu. V roce 1960, vytvořili pánové Brod a Bjork první numerickou simulaci jaderného výbuchu. O rok později, tedy 1961 vytvořil R. L. Bjork první numerický model impaktu meteoritu vůbec (Melosh 1989). S příchodem moderních a stále výkonnějších počítačů se rozvíjely i numerické metody. V počátcích bylo nejprve možné modelovat pouze ve 2D prostoru. Nutností dodržet axiální symetrii byla limitovaná možnost modelovat impakty v různých úhlech dopadu. Modely byly tvořeny pro vertikální, kolmé dopady. Vzhledem k faktu, že meteory se pohybují v úhlech okolo 45° vzhledem k povrchu, nebyly takové modely ideální. Když hardware umožnil výpočty 3D modelů bylo možné začít modelovat impakty pro jakýkoliv úhel (Osinski and Pierazzo 2012).

Dnes, ačkoliv nás výpočetní výkon stále limituje, jsou numerické metody poměrně rozvinuté a běžně dostupné. Obrovská výhoda spočívá v možnosti simulovat impakty velkých rozměrů s obrovskou energií. Něco takového si v laboratoři nemůžeme dovolit. Další přínos je jako sekundární simulace k malým laboratorním experimentům, kdy můžeme modelovat plyny, nepatrné pohyby, šíření tepla, tlaku a jevy, které nejsou tak dobře pozorovatelné (Kenkmann, Hörz et al. 2005).

Modelů, skriptů a metod numerických výpočtů existuje velké množství. Pro modelování impaktů mají většinou společný základ. Nutné jsou řídicí rovnice postavené většinou na mechanice kontinua. Předpokládáme, že prostředí, které budeme řešit je kontinuální, bez mezer a prázdných míst. Dynamiku kontinua pak popisují diferenciální rovnice, vyjadřující vztahy zachování hmotnosti hybnosti a energie. Když máme řešit impakt tak vzhledem k jeho rozměrům nás molekulární struktura příliš nezajímá. Přístup mechaniky kontinua k prostoru je tedy vyhovující (Osinski and Pierazzo 2012).

Vztah mezi rychlostí materiálu a součtem sil působících na materiál přes jednotku hmotnosti vyjadřuje zachování hybnosti. Můžeme ho vyjádřit rovnicí

$$\frac{Du_i}{Dt} = g_i + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_{ji}}{\partial x_j} \quad (12)$$

kde σ je napětí, x je vzdálenost, $\frac{Du_i}{Dt}$ absolutní časová derivace a ij koordináty.

Aby bylo možné odděleně počítat síly působící na materiál v důsledku změny objemu, od sil působících v důsledku deformací, rozdělíme tenzor σ_{ij} na izotropní skalární část p (tlak) a deviatorovou složku s_{ij} (Osinski and Pierazzo 2012).

Upravený tvar rovnice pak bude

$$\frac{Du_i}{Dt} = g_i + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial s_{ji}}{\partial x_j} - \frac{\partial p}{\partial x_j} \right) \quad (13)$$

Diferenciální rovnice vyjadřující zachování hmotnosti spojené se závislostí změny vnitřní energie a tepla, generovaného objemovou prací (komprese, expanse), můžeme zapsat jako

$$\frac{DI}{Dt} = -\frac{p}{\rho} \frac{\partial u_i}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} s_{ij} \varepsilon_{ij} \quad (14)$$

přičemž I je specifická vnitřní energie a ε_{ij} deviatorová rychlost deformace (Osinski and Pierazzo 2012).

Rovnice vyjadřující zachování hmotnosti a energie při změně hustoty v proudovém poli (proud materiálu v pohybu k nebo od původní pozice) vyjadřuje rovnice

$$\frac{D\rho}{Dt} = -\rho \frac{\partial u_i}{\partial x_i} \quad (15)$$

Pro kompletnost řídicích rovnic, je nutná ještě stavová rovnice a model deviatorového napětí (Osinski and Pierazzo 2012).

5.1. Stavová rovnice

Stavová rovnice pro modelování impaktů musí definovat vztahy mezi hustotou, tlakem a vnitřní energií nebo teplotou materiálu. Popisuje teplotní roztažnost, stlačitelnost, rychlost šíření vln, případně další termodynamické parametry. Může také zahrnovat fázové změny materiálu. Stavová rovnice může být zapsána jako rovnice, tabulka nebo komplexní podprogram (Osinski and Pierazzo 2012).

5.2. Konstitutivní model

Model deviátorového napětí, který je někdy označován jako napěťový či konstitutivní model, popisuje vztah deviátorového napětí a deformace, rychlosti deformace, tlaku, vnitřní energie nebo tepla. Stavová rovnice a napěťový model dohromady definují, jak bude materiál reagovat na napětí. Z hlediska modelování impaktu to znamená, že různé materiály se při stejném nárazu chovají různě. Tomu říkáme materiálový model (Liu and Liu 2003).

5.3. Materiálový model

Materiálový model a způsob jak je zkonstruovaný představuje velice důležitý aspekt fungování celého numerického modelu. Popisuje reakce každého zahrnutého materiálu na napětí. Čím sofistikovanější materiálový model je, tím se samozřejmě celý numerický model přibližuje realitě. Z toho důvodu je potřeba, aby i stavové rovnice a napěťový model byly definované co nejlépe. Přesné stavové rovnice jsou důležité pro rané fáze impaktu. Jsou rozhodující pro modelování vzniku a šíření rázové vlny právě při kontaktní fázi. Napěťový model ovlivní spíše exkavační a modifikační část, kdy dochází k interakci gravitace a pevnosti materiálu, při určování konečného tvaru kráteru (Osinski and Pierazzo 2012).

5.4. Bez sít'ové, částicové modely, diskretizace

Samotný program má tedy zadáno co počítat. Je třeba ještě definovat, kde a jak budou řídicí rovnice řešeny. Výpočetní paměť počítačů je také omezená. Zkoumaná oblast tedy musí být rozdělena na místa, kde budou výpočty řešeny. Tomu se říká diskretizace. Numerické modely se podle způsobu diskretizace liší. Podle metody, jakou model rozděluje kontinuum na menší elementy, rozlišujeme modely využívající síť a metody, které síť nevyužívají (Osinski and Pierazzo 2012).

Metody rozdělení kontinua bez použití sítě jsou založené na částicových systémech. Pro modelování impaktů jsou vhodné zvláště v případě, kdy materiál expanduje do obrovských rozměrů. Nejsou nutné výpočty v celém objemu. Nevýhodou může být, že tyto metody jsou výpočetně náročnější. Body v prostoru nejsou propojené. Musí být rozmístěné tak, aby se síly přenášely z jednoho bodu na druhý a body se tak mohly mezi sebou ovlivňovat. Takových bodů je pro dosažení přesných výsledků

potřeba velké množství. Čímž může být řešení takových úloh časově velmi náročné. Stanovení okrajových podmínek je také komplikovanější než u metod, kde jsou body mezi sebou vzájemně propojené. Přesto jsou tyto modely často nejlepší možnou variantou. Takovým příkladem numerického modelu je SPH (smooth particle hydrodynamice) model. O něm se zmíním později (Osinski and Pierazzo 2012).

5.5. Síťové modely, diskretizace, chyba, rozlišení

Metody používající síťování rozdělí zkoumanou oblast na malé elementy. Parametry, které model počítá, mohou být určeny v uzlech sítě, ve vzniklých buňkách samotných nebo na hranách buněk. Všechny buňky jsou navzájem propojené, tím je mezi nimi zaručen přenos sil. Jasně hranice buněk navíc zjednodušují nalezení okrajových podmínek. Tvar sítě může být pravidelný i nepravidelný. Modifikací sítě můžeme upravovat přesnost modelu. U metod, kdy používáme síť bodů, ještě rozlišujeme způsob diskretizace a řešení řídicích rovnic. V modelování impaktů se nejčastěji používají výpočetní metody konečné diference (sítě), konečných prvků a konečného objemu. Tyto metody představují postupy a matematické operace, kterými jsou počítány jednotlivé parametry modelu v každém definovaném bodě nebo uzlu či buňce. Existují různé varianty. Mají různé výhody i nevýhody, ale v modelování obecně jsou to prověřené postupy, které fungují a používají se. Samozřejmě výsledné výpočty zahrnují určitou vnitřní chybu, která bude u každé metody mírně odlišná. I v rámci každé konkrétní metody se mohou používat její různé varianty pro co největší eliminaci chyby. Už jen tím, že řešíme kontinuální prostor v konečném počtu bodů, musí chyba existovat. Rozlišení modelu má na výslednou chybu svůj vliv. Na rozdíl od vnitřní chyby výpočtů se nedá řešit analyticky, ale porovnávají se výsledky více spuštěných modelů téhož problému v různém rozlišení. Z hlediska přesnosti je lepší hustější síť, která ovšem při modelování velkých úloh potřebuje spousty času. Proto je dobré najít v problematice síťování určitý kompromis, kdy model bude vycházet kvalitně v rozumném čase. Moderní modely nám s tím pomůžou (Liu and Liu 2003). Adaptivní rozlišení dokáže zvýšit počet výpočtů v místech, kde dochází k dynamickým změnám a naopak snížit rozlišení v místech klidných. Tento proces dělí buňky na menší nebo je naopak spojuje ve větší celky. Takové úpravy sítě dokáží simulaci zrychlit nebo za

stejný čas dosáhnout lepšího rozlišení než bez upravování buněk (Osinski and Pierazzo 2012).

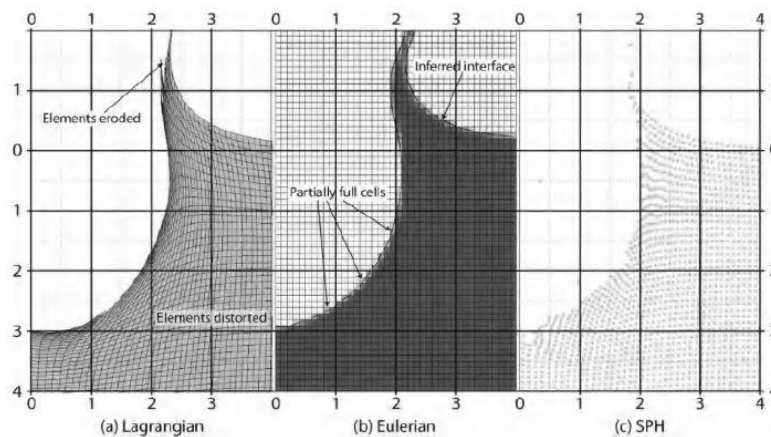
5.6. Lagrange, Euler

Síť vzhledem ke vztažné soustavě popisuje Lagrange a Euler. Podle Lagrange jsou uzly sítě pevně spojeny s materiálem. Když se pohybuje materiál, pohybuje se síť s ním. Buňky se deformují, přičemž hmotnost buňky zůstává konstantní, ale mění se její objem a v závislosti na něm případně i hustota (Dypvik, Burchell et al. 2004).

Opakem je Eulerův pohled. Geometrie sítě zůstává neměnná. Pohybuje se pouze materiál. Veličiny tedy proudí přes hranice buněk. Objem buňky se nemění, ale mění se v nich hustota a hmotnost. I tady platí, že každý pohled má své klady a zápory (Dypvik, Burchell et al. 2004).

U Lagrange je výhoda, že výpočty v čase probíhají ve stále stejném bodě v materiálu. Díky tomu je během simulace dobře zaznamenaná historie každého řešeného bodu v materiálu. Výpočty jsou řešené jen v místech, kde materiál je, prázdný prostor síť zbytečně nepokrývá. Také hranice mezi prázdným prostorem a materiálem je jednoduše definována okraji buněk. Nevýhody Lagrangeova pohledu jsou spjaté s deformací sítě. Příliš velká deformace způsobuje nepřesnosti v numerické aproximaci. Buňky se příliš sblíží, dochází ke zkracování časového a ukončování výpočtů. Pokud jsou deformace extrémní, dojde k překroucení jednotlivých buněk do fyzikálně nemožných pozic. Vzhledem k tomu, že v případě silného impaktu jsou deformace extrémní, je tímto Lagrangeova metoda limitována (Osinski and Pierazzo 2012).

Euler, protože má síť s pevnou geometrií není limitován deformacemi. Proto je při modelování velkých impaktů častější. Jeho nevýhody jsou svázány s pevnou mřížkou. Výpočty se provádí všude, i když jsou buňky zrovna prázdné. Hranice materiálu a prázdného prostoru není tak ostrá, protože buňky nemusejí být zcela zaplněné materiálem. Jelikož jsou buňky stále na pevně a pohybuje se jen materiál, je nutné, aby byly počítány také parametry různých směsí materiálu. Což klade větší nároky na propracovanost řídicích rovnic a náročnost výpočtu (Osinski and Pierazzo 2012).



Obrázek 26 Schéma modelu impaktu z hlediska různých sítí. Zatímco síť (a) se deformuje (b) je ve stále stejné pozici. Část (c) ilustruje metodu SPH modelu, kde jsou pouze body bez sítě. **Zdroj:** *Impact cratering: Processes and products*

5.7. Verifikace, validace

Numerické modely jsou silný nástroj při modelování impaktů. Existuje jich celá řada, z nichž většina funguje v principu jako výše popsané. Různé modely mají různé schopnosti, svoje limity, výhody a nevýhody. Důležitá je volba konkrétního modelu pro konkrétní impakt. Jestli model funguje správně, se zjišťuje v několika rovinách. Základním předpokladem je verifikace modelu. Verifikace prokazuje, že model uvnitř funguje správně, že řešení řídicích rovnic je v pořádku. Druhý předpoklad je validace. Validace představuje schopnost modelu vytvářet reálné simulace (Osinski and Pierazzo 2012).

5.8. Umělá viskozita, směs materiálů

Numerické modelování impaktu meteoritů sebou nese několik úskalí, která mohou modelování trochu komplikovat. Jedním takovým problémem je šoková vlna. Od modelu chceme, aby uměl vlnu simulovat. Matematicky je šok diskontinuita, velmi rychlý skok ve fyzikálních vlastnostech. Ten je problematický modelovat v síti s konečným počtem bodů. Z toho důvodu se používá zavedení tzv. umělé viskozity. Do systému řídicích rovnic se zavádí umělé hodnoty tlaku, které mají za úkol shladit výpočty modelu. Dalším problémem ve výpočtech, kde užíváme Eulerovského přístupu a rozdělení do buněk, tvoří směsi materiálů, případně fáze. Každá buňka musí mít vždy jednu hodnotu konkrétního fyzikálního parametru. Pokud se v buňce nachází směs, pak model musí z více hodnot té které veličiny udělat pouze jednu. Nejjednodušší je pouze

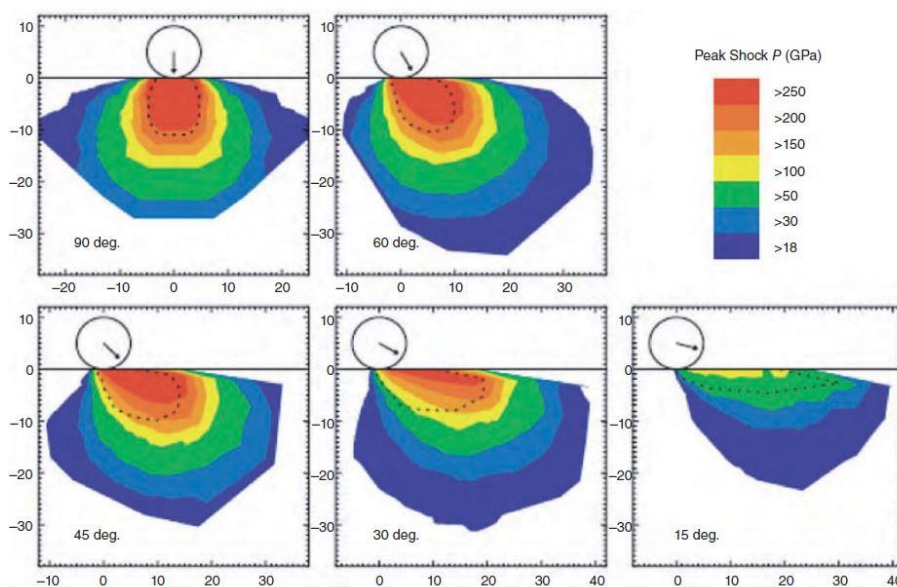
výpočet průměru přes objem každé frakce. Jiná metoda, která je přesnější upravuje iteračně parametry všech frakcí v buňce, dokud nedosáhne rovnováhy. Tady je ale nevýhoda narůstající časové náročnosti. A tento způsob nefunguje, pokud jsou frakce v buňce zásadně odlišné. Pak se musí použít méně přesná metoda průměrů. Problémy spojené s rozdělením zkoumané oblasti do buněk potlačují modely typu SPH (vyhlazených částic) (Osinski and Pierazzo 2012).

5.9. SPH metoda zahmlazených částic – hydrocode

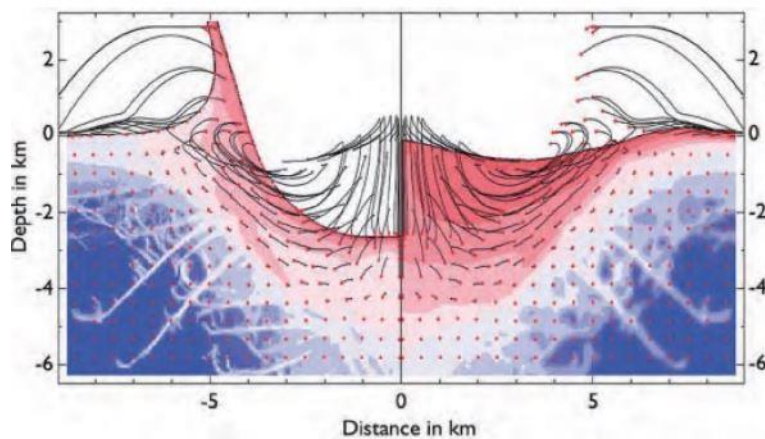
Metoda byla původně určena k řešení astrofyzikálních problémů. Postupně se vylepšovala a dnes je z ní jedna z nejfrekventovanějších metod v bezsítovém modelování. Základ je postaven na mechanice kontinua. Popis prostoru je založen na diskretních bodech, kdy každý má svojí individuální charakteristiku. Newtonovy zákony jsou stanovené diferenciálními rovnicemi pro zachování energie, hmotnosti a hybnosti. Stavová rovnice určuje vztah tlaku hustoty a vnitřní energie. Konstituční model řeší napětí a deformaci, a rychlost deformace. Tyto vztahy byly zmíněné už výše a jsou nezbytné jak u sítových tak bezsítových metod. Dále metoda využívá předdefinovanou umělou viskozitu a ovlivnit jí může i stanovená vyhlazovací vzdálenost (Dypvik, Burchell et al. 2004).

Libovolně rozmístěné částice v prostoru se při simulaci pohybují spolu s materiálem. Z tohoto hlediska se SPH váže na Lagrangův model. Body nejsou nijak spojené, ale ovlivňují se v závislosti na vyhlazovací vzdálenosti. Fyzikální vlastnosti každého jednoho bodu jsou ovlivněny body v okolí. Vzdálenost bodů, které se mohou ovlivňovat je definována právě vyhlazovací vzdáleností. Model nejprve integrálně reprezentuje funkce pole. To označuje jako aproximaci jader. Poté aproximuje celé částice nahrazením integrací v integrálním vyjádření funkcí pole a jejich derivací sumou hodnot z okolních částic. To znamená, že fyzikální vlastnosti částice jsou získány jako součet příslušných vlastností částic v okolí. Vliv okolních částic je vážen na základě jejich vzdálenosti. Vážení řídí jádrová funkce, která stanovuje, že částice vzdálené více než $2x$ vyhlazovací vzdálenost už hodnoty vyšetřované částice neovlivní. Tím je model úsporný. Aproximace částic se provádí v každém kroku. Díky tomu není model ovlivněn distribucí částic v prostoru a může být použit k modelování velkých deformací. Vyhlazovací vzdálenost ovlivňuje délku výpočtu modelu a jeho rozlišení.

Může být variabilní nebo definována na pevně. Variabilní volba má výhodu, že model sám podle stanoveného algoritmu mění vyhlazovací vzdálenost, aby docílil optimálního rozlišení v každé části modelu. (analogie adaptivního rozlišení síťových metod) (Liu and Liu 2003).



Obrázek 27 Model distribuce tlaku v prostoru při různých úhlech impaktu. Metoda iSale hydrocode. **Zdroj:** *Impact Cratering: Processes and Products*



Obrázek 28 Model impaktu tělesa o průměru 1km a rychlosti 12km/s. Červené body jsou v pozici jakou, měli v přechodovém kráteru. Černé čáry potom značí další pohyb při modifikační fázi. **Zdroj:** *Impact Cratering: Processes and Products*

6. Experimenty v laboratoři

Laboratorní experimenty simulují impakty za předem stanovených podmínek. Zabývá se jimi mnoho institucí po celém světě. Jsou nezbytné pro rozvoj numerických metod. Laboratorní experimenty jsou limitovány měřítkem, respektive energií impaktu. Modelování impaktu v laboratoři lze provádět velmi jednoduše, kdy výstupem budou jen základní data vyvozená pozorováním. Specializované laboratoře mají vybavení pro pokročilé experimenty, jejich výsledky jsou obsáhlé. My jsme v našem experimentu byli odkázáni na jednoduché pomůcky. V době experimentu ještě nebyly známy všechny okolnosti a parametry dopadu meteoritu. Existovaly pouze záznamy průletu meteoru atmosférou a byl nalezen otvor v ledu zhruba v místech, kam jeho dráha.



Obrázek 29,30

Mladý český umělec MgA. Adam Železný vytváří „kráterové“ mísy. Detonací malé výbušniny v jilu vytvoří malý kráter, který následně vypálí v peci. Zdroj: Adam Železný, fotografie: Jan Kratochvíl (výbuch), Tomáš Brabec (mísa)

Cílem pokusů bylo simulovat v malém měřítku impakt Čeljabinského meteoritu. Najít závislosti mezi tvarem „kráteru“ a poměry rychlosti projektilu, síly ledu a úhlu dopadu.

Meteorit v Čebarkulu dopadl 15. února do zamrzlého jezera. Vytvořil při tom pravidelnou kruhovou díru v ledu. Průměr díry 6m, síla ledu cca 1m, průměr meteoritu cca 1m, váha meteoritu 650kg, odhadovaná rychlost při dopadu cca 200-300m/s (Borovicka, Spurny et al. 2013). Tyto údaje se zdroj od zdroje mírně liší. Možná odchylka pro nás však nehraje podstatnou roli. Trvalo poměrně dlouhou dobu, než potápěči meteorit našli. Na jeho nalezení se významně podílel český tým vedený Dr. Guntherem Kletetschkou. Z několika vytvořených map magnetických anomálií nebylo úplně jasné, jestli se meteorit nachází vertikálně pod dírou v ledu, nebo jeho dráha pokračovala pod nějakým úhlem dál. Měření byla komplikována hloubkou v jezeře (cca 10m).

Asi 50% meteoritů dopadá na povrch pod úhlem 30°- 60°. Ze zbylé poloviny jsou téměř všechny dopady v úhlu 45°. Vertikální dopady jsou extrémně vzácné (Dypvik, Burchell et al. 2004).

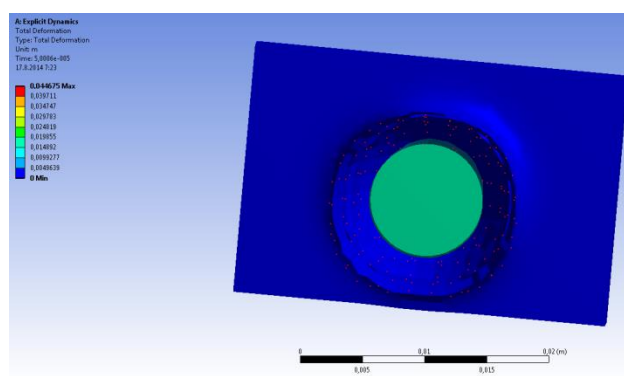
V době experimentu, ještě nebyla přesně známa velikost meteoritu, rychlost ani úhel, pod kterým meteorit dopadl. Nebylo jasné, jestli tvar díry může odpovídat běžným úhlům dopadu. V našem pokusu jsme použili dvě vzduchové zbraně a olovené broky. Průměr broku 0,0045m, váha 0,00055kg. Úst'ová rychlost zbraní deklarovaná výrobcem 130m/s a 305m/s. Stříleli jsme do ledu na vodní hladině. Průměr a hmotnost projektilu byl neměnný. Upravovali jsme úhel, poměr tloušťky ledu a projektilu a v závislosti na použité zbraní rychlost 130m/s nebo 305m/s. V našem experimentu jsme použili dvě vzduchové zbraně a olovené broky. Průměr broku 0,0045m, váha 0,00055kg. Úst'ová rychlost zbraní deklarovaná výrobcem 130m/s a 305m/s. Projektil s vyšší rychlostí měl cca 5,3x větší kinetickou energii. To se také projevilo na velikosti výsledných otvorů v ledu. Při 130m/s vznikaly díry o průměru cca 5mm. Pokud byl led slabší než průměr projektilu, led se vlivem malé pevnosti rozbil. U rychlosti 305m/s byla velikost díry cca 2,5cm. Docházelo však k rozbití ledu. Díra nebyla pravidelně kulatá. Vrstva ledu silná 10mm už měla dostatečnou pevnost, aby se zachoval kruhový profil otvoru. Pokud měl led teplotu jen okolo 0°C, nebyl tolik křehký, stačila síla 6mm aby se nerozbil. Rozdíl velikosti děr byl jakou u kinetické energie cca 5x. Z těchto výsledků se dalo usoudit, že průměr meteoritu v Čebarkulu pravděpodobně nemohl být o mnoho větší než síla ledu (1m), kterou jsme znali. Nicméně vzhledem k velmi odlišným měřítkům a mnoha proměnným (pevnost ledu, teplota, vliv sněhu na povrchu), nemusí závěry vůbec odpovídat realitě. Zajímavější se ukázalo pozorování vlivu úhlu dopadu. U velkých kráterů se projeví elipsovitý tvar až při úhlu dopadu menším než 6°(Melosh 2011). Při experimentech se na tvaru díry v ledu projevil už úhel 60°. Tvar nebyl pravidelně kruhový, ale vzniklo protažení ve směru dráhy letu. To by znamenalo, že meteorit v Rusku mohl dopadnout nezvykle vertikálně a tudíž se nacházet spíše v blízkém okolí díry.

Meteorit byl po dlouhém hledání vyloven v říjnu 2013. Jeho průměr je srovnatelný s tloušťkou ledu, který prorazil. Jeho pozice nakonec byla proti zvyklým úhlům dopadu, v souladu s pozorováním při střílení do ledu pod kráterem. Dokonce mírně zpátky proti

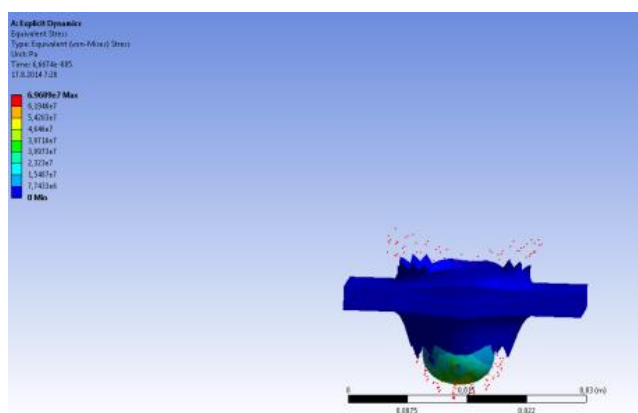
směru letu. To bylo způsobené pravděpodobně tvarem tělesa. Meteor se tedy prudce zbrzdil v husté části atmosféry a padal k zemi volným pádem ve vertikálním směru. Led prorazil, nebyl důvod, aby v jiném než kruhovém tvaru a pod vodou se stočil mírně zpět.



Obrázek 31 Tvar kolmého průstřelu vlevo a tvar průstřelu při úhlu 45°vpravo. Fotografie: autor práce 2013



Obrázek 32 Horní pohled na pronikající projektil do desky. Simulováno v programu Ansys explicit dynamics. Zdroj: autor práce



Obrázek 33 Jiný pohled na stejný model jako v pozdější fázi Zdroj: autor práce

7. Závěr

Vesmír je plný otázek a tělesa, která z něho přicházejí, je budu vždy přinášet s sebou. Ačkoliv se může zdát, že procesy formování kráterů a jejich doprovodné jevy jsou dobře pochopené, není tomu tak. Porozumění celému řetězci od vstupu meteoru do atmosféry až po poslední pohyb materiálu v kráteru bude vyžadovat ještě mnoho úsilí. Nemluvě o vzniku meteorických těles a jejich pouti. Komplikované je to faktem, že takové události jsou pozorované většinou náhodou, pokud vůbec. V laboratořích sice můžeme simulovat impakty pod dohledem moderních přístrojů, vysokorychlostních kamer a spoustou snímačů nejrůznějších parametrů. Nicméně to co nehledáme, musíme objevit náhodou. Otázky v širších přírodních kontextech jako například vliv impaktů na atmosféru, klima, biosféru, případné ovlivnění vodních cyklů se dají zodpovědět jen velmi obtížně. Numerické modelování je velice silný nástroj. Neustále se zvyšuje výkon počítačů, metody se rychle rozvíjejí a stávají přístupné komukoliv. Jednu velkou neodstranitelnou slabinu ale přece mají. Jsou jen tak dobré, jak je naprogramujeme. Numerický model vždy bude hledat jen to, co mu řekneme, aby hledal. Bádání nad novými objevy a souvislostmi tak stále zůstává lidskou výsadou.

8. Zdroje

- Borovicka, J., P. Spurny, P. Brown, P. Wiegert, P. Kalenda, D. Clark and L. Shrbeny (2013). "The trajectory, structure and origin of the Chelyabinsk asteroidal impactor." Nature **503**(7475): 235-237.
- Borovicka, J., P. Spurny, P. Brown, P. Wiegert, P. Kalenda, D. Clark and L. Shrbeny (2013). "The trajectory, structure and origin of the Chelyabinsk asteroidal impactor." Nature **503**(7475): 235-+.
- Britt, D. T. and G. J. S. J. Consolmagno (2003). "Stony meteorite porosities and densities: A review of the data through 2001." Meteoritics & Planetary Science **38**(8): 1161-1180.
- Davis, A. M. (2005). Meteorites, Comets, and Planets: Treatise on Geochemistry, Second Edition, Elsevier Science.
- de Pater, I. and J. J. Lissauer (2010). Planetary Sciences, Cambridge University Press.
- Dypvik, H., M. J. Burchell and P. Claeys (2004). Cratering in Marine Environments and on Ice, Springer.
- Elkins-Tanton, L. T. (2010). Asteroids, Meteorites, and Comets, Facts On File, Incorporated.
- French, B. M. (1998). Traces of catastrophe: a handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures, Lunar and Planetary Institute.
- Gargaud, M., R. Amils, H. J. Cleaves, M. Viso and D. Pinti (2011). Encyclopedia of Astrobiology, Springer.
- Green, S. F., I. Williams, T. McDonnell and N. McBride (2002). Dust in the Solar System and Other Planetary Systems, Elsevier Science.
- Hawkes, R., I. Mann and P. Brown (2006). Modern Meteor Science: An Interdisciplinary View, Springer.
- Heide, F. and F. Wlotzka (1995). Meteorites: Messengers from Space, Springer Berlin Heidelberg.
- Hodge, P. W. (1994). Meteorite Craters and Impact Structures of the Earth, Cambridge University Press.
- Hood, L. L. and S. J. Weidenschilling (2012). "The planetesimal bow shock model for chondrule formation: A more quantitative assessment of the standard (fixed Jupiter) case." Meteoritics & Planetary Science **47**(11): 1715-1727.
- Kallenbach, R., I. S. S. Institute, T. Encrenaz, J. Geiss, K. Mauersberger and T. Owen (2003). Solar System History from Isotopic Signatures of Volatile Elements: Volume Resulting from an Issi Workshop, 14-18 January 2002, Bern, Switzerland, Springer Netherlands.
- Kenkmann, T., F. Hörz and A. Deutsch (2005). Large Meteorite Impacts III, Geological Society of America.

- Lauretta, D. S. and H. Y. McSween (2006). Meteorites and the Early Solar System II, University of Arizona Press.
- Liu, G. R. and B. Liu (2003). Smoothed Particle Hydrodynamics: A Meshfree Particle Method, World Scientific.
- Melosh, H. J. (1989). Impact cratering: a geologic process, Oxford University Press.
- Melosh, H. J. (2011). Planetary Surface Processes, Cambridge University Press.
- Melosh, H. J. and G. S. Collins (2005). "Planetary science: Meteor Crater formed by low-velocity impact." Nature **434**(7030): 157-157.
- Norton, O. R. (2002). The Cambridge Encyclopedia of Meteorites, Cambridge University Press.
- Norton, O. R. and L. Chitwood (2008). Field Guide to Meteors and Meteorites, Springer.
- Opik, E. J. (2004). Physics of Meteor Flight in the Atmosphere, Dover Publications.
- Osinski, G. R. and E. Pierazzo (2012). Impact Cratering: Processes and Products, Wiley.
- Rochette, P., L. Sagnotti, M. Bourot-Denise, G. Consolmagno, L. Folco, J. Gattacceca, M. L. Osete and L. Pesonen (2003). "Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites." Meteoritics & Planetary Science **38**(2): 251-268.
- Sears, D. W. G. (2004). The Origin of Chondrules and Chondrites, Cambridge University Press.